

Ett svekofenniskt suprakrustalkomplex i Örebroområdet

av

Hugo Wikman

Geologiska institutionen
Lunds universitet



Lund 1973

ETT SVEKOFENNISKT SUPRAKRUSTALKOMPLEX

I ÖREBROOMRÅDET

av

Hugo Wikman

Fil. kand., Vg

AKADEMISK AVHANDLING

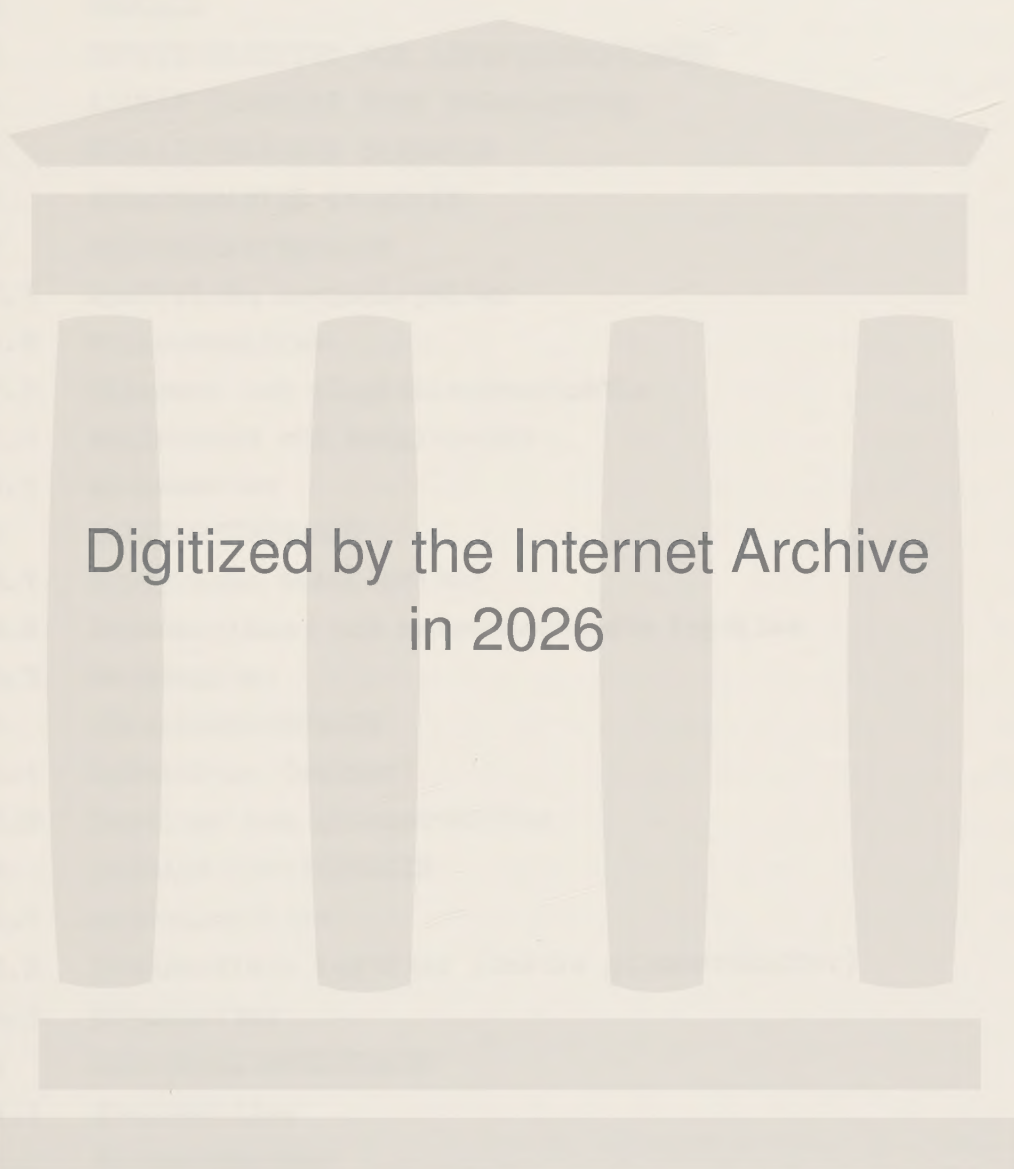
som för avläggande av filosofie doktorsexamen vid
matematisk-naturvetenskapliga fakulteten vid univer-
sitetet i Lund kommer att offentligen försvaras å
Geografiska institutionens i Lund föreläsningssal
torsdagen den 5 april kl. 10.15.

Lund 1973

ETT SVEKOFENNISKT SUPRAKRUSTALKOMPLEX
I ÖREBROOMRÅDET

Hugo Wikman





Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545309_0020

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

1	INLEDNING	sida	4
2	METODIK		7
3	LEPTITBEGREPPET OCH LEPTITFORMATIONEN		10
4	ALLMÄN ÖVERSIKT ÖVER BERGGRUNDEN		14
5	RINKABYOMRÅDETS STRUKTUR		16
6	STRATIGRAFISK ÖVERSIKT		29
7	NATRONLEPTITETAGEN		32
7.1	Porfyriskas natronleptiter		32
7.2	Glimmerskiffer		50
7.3	Glimmer- och plagioklaskvartsiter		53
7.4	Agglomerat och konglomerat		58
7.5	Metabasiter		63
8	KALILEPTITETAGEN		68
8.1	Porfyriskas kalileptiter		68
8.2	Intermediära- och natrondominanta leptiter		80
8.3	Metabasiter		84
9	URKALKSTENSETAGEN		86
9.1	Urkalksten (marmor)		86
9.2	Leptiter och glimmerskiffer		88
10	BANDADE LEPTITETAGEN		92
10.1	Natronleptiter		93
10.2	Intermediära leptiter (delvis glimmerskiffer)		94
10.3	Metadaciter		102
11	GLIMMERSKIFFERETAGEN		106
11.1	Svartskiffer		106
11.2	Glimmerskiffer		109
12	METAMORFOS		116
13	SAMMANFATTNING		118
14	SUMMARY		123
	APPENDIX		
	Litteraturförteckning		127

1 INLEDNING

I samband med Sveriges Geologiska Undersöknings (SGU) kartering inom Örebroområdet har författaren närmare studerat den del av berggrunden, som faller inom sydöstra delen av topografiska kartbladet Örebro NV (fig. 1 samt berggrundskartan). Havudvikten har härvid helt lagts vid det suprakrustalkomplex som dominerar ovanstående områdes östra del (fig. 1, Rinkabyområdet). Eftersom föreliggande undersökning utgör underlag för en del av berggrundskartan Örebro NV har emellertid även övriga suprakrustalbergarter, liksom en del av områdets djupbergarter, undersökts. De båda sistnämnda grupperna tas emellertid ej upp till behandling i denna uppsats utan kommer att redovisas i beskrivningen till berggrundsbladet Örebro NV.

Ovanstående suprakrustalkomplex domineras av olika slags finkorniga kvarts-fältspat-glimmerbergarter, vilka behandlas av Gumaelius (1873) i huvudsak under benämningen eurit, "som består av finkorniga till nästan täta, mer eller mindre skiffrika, oftast glimmerrika, än gneisartade eller glimmerkifferlika, än hälleflintartade, än granitiska bergarter." Gumaelius innefattade således i euritbegreppet en mängd, både till ursprung och utseende olika bergarter. Hornländevarianter av eurit benämnes hornbländeeurit och som röd respektive grå gnejs betecknas enstaka förekomster av grövre övergångsformer till eurit. Vidare omnämnes ett egentligen euritkonglomerat, medan områdets urkalksten slutligen beskrives under beteckningen kornig kalksten. Som helhet betecknas i beskrivningen till kartbladet "Örebro" tilligen knäpphändig. Undantag utgör dock de relativt många kemiska analyser som redovisas.

En presentation av det aktuella suprakrustalkomplexet ingår också i Törnebohms "Beskrifning till blad n:o 5 af Geologisk Översigtskarta öfver Fallersta Sveriges Bergslag" av år 1881. Förutom beskrivning av de olika bergarternas huvudsak tar Törnebohm även upp komplexets strukturella uppbyggnad och bergarternas inbördes ålder.

Den av Gumaelius använda eurittermen har av Törnebohm bytts ut mot granulit, beroende på att eurit delvis kommit att beteckna andra bergarter i Sverige än i utlandet. Enligt Santesson (1877) definierades eurit vid SGU som "en mycket finkornig bergart, bestående af en för blotta ögat oskiljbar blandning af fältspat och kvarts, innämgd med småfjällig glimmer, hvilken senare, om den är i större mängd förhanden,

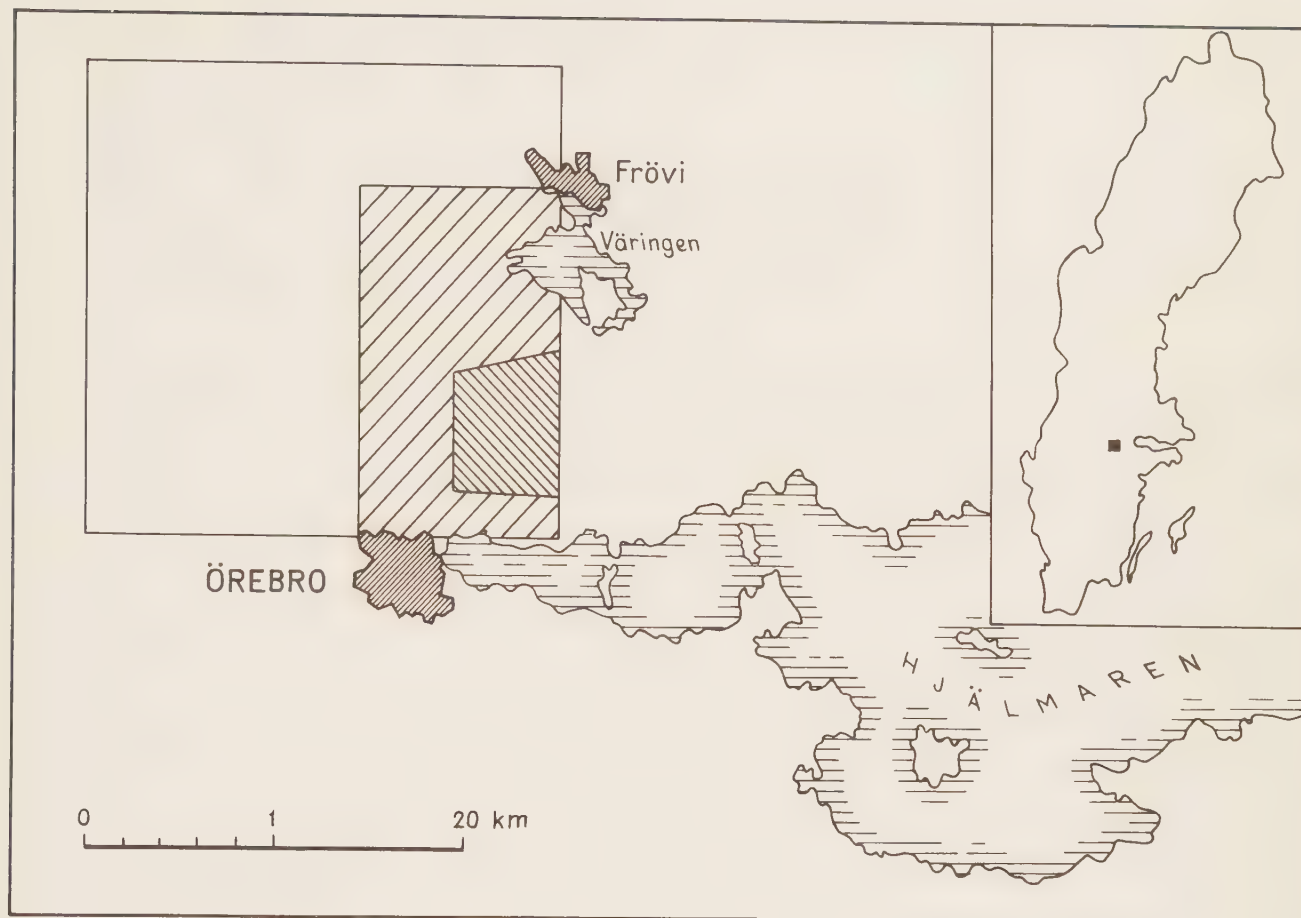


Fig. 1. Karta utvisande den undersökta delen av kartbladet Örebro NV.
Rinkabyområdet är kraftigt skuggat.

Map showing the investigated area of the map quadrangle Örebro NW.
The Rinkaby region is close-shaded.

vanligtvis förlämnar bergarten en utpreglad skifferstruktur." I utlandet användes däremot namnet eurit endast om massformiga, ej skiktade eller skiffriga bergarter.

Detta förhållande hade redan tidigare påpekats av Hummel (1875), som i sin uppsats "Om Sveriges lagrade urberg jämförda med Sydvestra Europas" föreslog ett nytt namn, leptit, i stället för eurit, granulit m.m. Först i anslutning till geologkongressen 1910 kom emellertid detta bergartsnamn till allmän användning. Hummel anmärkte vidare "att namnet granulit i viss mån motsvarar vår eurit, men dock ej har en för våra förhållanden lämpligt begränsad betydelse."

När Törnebohm utarbetade sin Bergslagskarta, syntes emellertid granulitbegreppet ha undergått en sådan förändring att det kunde användas i stället för eurit i dess svenska betydelse. Således omtalar Törnebohm "det temligen betydliga område av dylika bergarter som utbreder sig mellan sjön Väringen och Hjelmarens vestliga del. Såväl i norr vid Väringen, som i öster kring Götlanda och i söder på södra Hjelmarestrenden SO om Örebro begränsas detta granulitområde af röd gnejsgranit." Genom jämförelser med angränsande områden tolkar Törnebohm detta granulitområde som "i stort en tektonisk skål". I enlighet därmed anser han vidare att "De båda kalklagren vid och norr om Glanshammar skulle då helt naturligt kunna uppfattas såsom de utgående kanterna af en och samma trågformigt böjda kalkbädd."

Sedermera har även Blomberg (1902) behandlat suprakrustalbergarterna inom Örebroområdet. De av Gumbelius och Törnebohm använda synonyma bergartsnamnen eurit och granulit har ersatts med hälleflintgnejs, som då var den vid SGU officiella termen. Blombergs beskrivning är av allmän karaktär och bidrar inte med något nytt i fråga om suprakrustalkomplexets petrologi och struktur.

I syfte att få en klarare bild av ovannämnda välbevarade suprakrustalbergarter och deras ställning inom svekofennisk suprakrustalstratigrafi, har målsättningen varit att undersöka komplexets petrologi och stratigrafi samt att försöka utreda de tektoniska huvuddragen inom området. Det senare en nödvändighet för att kunna lösa de stratigrafiska problemen.

Eftersom Törnebohms "granulitområde" även omfattar en del av kartbladet Örebro NO, bör framhållas att föreliggande undersökning i stort sett är begränsad till kartbladet Örebro NV. Bl.a. beroende på den låga

blottningsgraden inom Rinkabyområdet har dock en mindre del av analysmaterialet hämtats från NO-bladet. Påpekas bör härvid att författaren som extrageolog karterat den sydvästligaste delen av kartbladet Örebro NO under ledning av R. Gorbatschev, som nyligen (1969, 1972) givit en beskrivning av suprakrustalkomplexet inom detta kartblad. Vidare kan omnämnas att författaren karterat en del av suprakrustalkomplexets direkta fortsättning åt öster inom Årboga-Kungsörstrakten i samband med Sveriges Geologiska Undersöknings kartering inom denna region.

2 METODIK

Karteringen i fält har i huvudsak utförts med topografiska kartbladet Örebro NV i skala 1:50000 som underlag. Över vissa delar av bladområdet har även använts ekonomiska kartblad i skala 1:10000. På grund av att berggrunden flerstädes är mycket dåligt blottad har svårigheter ofta uppstått vid fastläggandet av bergartsgränserna. En ytterligare försvårande omständighet härvidlag utgör de förkastningar, som uppträder särskilt inom södra delen av området. Med hjälp av lätt igenkännbara ledhorisonter, stryknings- och stupningsförhållanden, lokala block i moränen etc. har dock problemen i stort sett kunnat bemästras, även om vissa gränser måste tas med reservation.

Erforderliga slipprov för mikroskopisk undersökning har framställts dels vid Geologiska Institutionen i Lund, dels vid SGU i Stockholm. Bestämningar av smoltithalten hos plagioklas har i flertalet fall utförts med universalbord. Brytningsindex för bl.a. glimmer och hornblände har bestämts enligt immersionemetoden med hjälp av Abbe's och Jelley's refraktometrar.

De planimetriska analyserna har utförts med point-counter, varvid i de flesta fall omkring 1000 punkter räknats. Härvid bör påpekas att point-countanalys av de ofta mycket finkorniga och delvis skiktade bergarter, som uppbygger en stor del av suprakrustalkomplexet erbjuder praktiska svårigheter. Den ringa kornstorleken, samt den ofta sparsamma tvillingbildningen hos fältspaterna har ibland gjort det svårt att skilja kalifältspat från plagioklas, delvis också att skilja fältspat från kvarts. Enligt Chayes (1956) är också identifikationsfel den största felkällan vid all point-countanalys. Därför har i enstaka

fall fältspaterna färgats enligt Bailey & Stevens (1960) metod. Härvid har delvis goda resultat uppnåtts, vilket underlättat identifikationen och förkortat analysiden.

Som helhet torde man dock kunna påstå att för de ingående huvudkomponenterna ger point-countanalyserna en fullt tillfredsställande bild av mineralfördelningen. I tabellerna har procenttal över 1 angivits med hela tal, under 1 med en decimal. Vid beskrivning av bergarternas mineralogiska sammansättning har följande uppdelning i volymprocent använts:

huvudmineral	> 25
väsentliga mineral	25-5
underordn.	" 5-1
accessoriska	" < 1

Utgående från point-countanalyserna har för ett stort antal prov beräknats approximativa viktsprocent för K_2O , Na_2O och CaO . Dessa värden har sedan använts för beräkning av Nigglivärdet k . Den främsta anledningen härtill har varit att få en ungefärlig uppfattning om alkaliförhållandet inom främst den undre avdelningen av komplexet. Vid beräkningarna utgör härvidlag fältspaterna ett speciellt problem. För alkalifältspaterna gäller att de vanligen innehåller mindre än ca 5 - 10 % av kalciummolekylen i fast lösning, medan de natriumrika leden kan innehålla något mera. På liknande sätt innehåller plagioklaserna vanligen mindre än 5 - 10 % av kaliummolekylen (jfr Deer-Howie-Zussmann 1967, vol. 4). Genom att endast approximativa värden önskats vid beräkningarna, har för enkelhetens skull antagits att rena fältspatskomponenter förelegat. Denna förenkling torde dock endast innebära små förändringar av de verkliga alkaliförhållandena.

De prov som tagits till kemisk analys utgöres till större delen av knackprov, medan en mindre del är s.k. kaxprov erhållna med slagborrmaskin. Vid provtagningen har det ofta visat sig omöjligt att erhålla jämförbara prov för kemisk och modal analys, vilket bl.a. beror på skiktning, fragment m.m. Där relativt jämförbara prov erhållits anges detta i tabellerna för mineralsammansättning. Provpunkter för analys anges dels i förhållande till gårdar och höjdpunkter (med ekonomisk ruta inom parentes), dels enligt rikets nät med en noggrannhet av 10 meter.

De kemiska analyserna har utförts vid Sveriges Geologiska Undersökningslaboratorium. Analysresultaten har sedan databehandlats vid Stockholms

datacentral. Kompletterande beräkningar har utförts av författaren i enlighet med Burri (1959).

Som grund för leptiternas indelling i skilda typer har använts olikheter i fältuppträdande samt mineralogisk och kemisk sammansättning. För den undre avdelningen är särskilt fältsanbandet av stor betydelse, eftersom avdelningen redan i fält kan indelas i två skilda etager. Av dessa två etager är den övre mera extrem om man ser till alkaliförhållandet. Fältspaten utgörs nästan enbart av mikroklin, medan plagioklas uppträder helt underordnat. Detta återspeglas i höga värden för K_2O , ej sällan upp emot 7 %, liksom i Niggli's K -värde, som för dessa leptiters del endast i undantagsfall understiger 0,80. Denna väl avgränsade porfyrisk leptitgrupp kommer i det följande att benämnas kalileptiter.

Den undre etagen är liksom den övre relativt väl avgränsad i fält, men mera variabel i mineralogisk och kemisk sammansättning. Fältspaten dominerar i de flesta fall av plagioklas, men mikroklin uppträder i vissa fall som väsentligt mineral. Fältsanbandet har dock medfört att som natronleptiter även i enstaka fall medtagits leptiter vars Na_2O/K_2O förhållande närmar sig 1. Motsvarande gräns för Niggli's K -värde ligger omkring 0,35. Leptiter med mera deciderat intermediära fältspatförhållanden har benämnts alkaliintermediära.

För den bandade leptitetagen växlar fältspatförhållandena kraftigt, med övervikt dock för alkaliintermediära typer. De som natronleptiter betecknade leden verkar dock relativt väl avgränsade och bildar en grupp, som jämfört med den understa etagens Na -leptiter är snävare avgränsad.

För de strökornsförande leptiterna har gjorts en, i första hand för fältarbetet, grov indelning i strökornfattiga och strökornsrika leptiter. Gränsen har satts till ungefär 5 % eftersom vid denna gräns strörkorn lätt kunnat urskiljas i fält. Indelningen har befunnits lämplig vid karteringen inom det aktuella området och gör ej anspråk på att kunna användas inom andra områden. Som gräns mellan strökornsrika och strökornfattiga bergarter inom många ungvulkaniska områden brukar ofta betydligt högre procenttal förekomma, ex. 25 %.

3 LEPTITBEGREPPET OCH LEPTITFORMATIONEN

Som omtalades i inledningen använde Törnebohm (1880-1882) i sitt monumentala verk om mellersta Sveriges bergslag beteckningen granulit för de finkorniga kvarts-fältspat-glimmerbergarter som uppbygger en stor del av dess berggrund. Trots vikten av Törnebohms arbete slog dock granulittermen aldrig igenom helt utan kom att användas synonymt med den vid SGU officiella termen hälleflintgnejs.

Inför den internationella geologkongressen i Stockholm 1910 började man emellertid av flera skäl försöka få till stånd ett namnbyte för den aktuella bergartsgruppen. Granulit i dess svenska betydelse kunde inte längre parallelliseras med de tycka granuliterna, och hälleflintgnejs ansågs av många för långt och otympligt. Dessutom gjorde sig kravet på en enhetlig, helst internationellt brukbar terminologi kraftigt gällande. Som ett resultat av dessa strävanden enades man på sammötet 1908 i Geologiska Föreningen (GFF 1908) att återuppliva det av Hummel (1875) föreslagna namnet leptit som ersättning för aurit, granulit och hälleflintgnejs. Påpekas bör dock att beslutet ingalunda var enhälligt. Flera andra förslag framlades nämligen under diskussionen, men termen leptit syntes till slut samla de flesta rösterna, bland dem även Törnebohms.

Utan någon annan egentlig definition än som ersättning för ovan angivna termer kom det nya bergartsnamnet till omedelbar användning främst vid utforskandet av den mellansvenska malarregionen. Genom framstående arbeten av bl.a. Geijer (1917, 1923, 1936), Sandius (1923), Magnusson (1925, 1936, 1940) och Hjelmgvist (1938) hade man i början på 1940-talet kommit fram till den stratigrafi för det mellansvenska suprakrustalkomplexet, ofta benämnt "leptitformationen", som sedan dess i stora drag visats gälla för hela regionen.

Enligt denna stratigrafi indelas suprakrustalkomplexet i en undre och en övre serie. Den undre serien benämnes vanligen leptit-hälleflintserien och anses i huvudsak uppbyggd av vulkaniska bergarter. Denna undre serie förekommer, med vissa undantag, inom de flesta undersökta delar av Mellansveriges suprakrustalområden. Ofta uppdelas serien i en undre natronbetonad, kvarts-keratofyrisk avdelning och en övre kalibettonad, ryolitisk avdelning. Båda underavdelningarna innehåller vidare basiska ilagringar samt urkalksten, liksom ofta järnmalm. De sistnämnda fördelade så, att manganfattig malm följer natronleptiterna, medan manganhaltig malm är knuten till kalileptiterna.

Suprakrustalkomplexets övre serie har visats till största delen bestå av sediment med något olika utformning inom olika områden. Längst i väster kallas den övre serien för Grythyttserien (Sundius, 1923), vilken i huvudsak består av gråvackor med grönstensinlagringar, som i sin tur överlagras av skifferar. Serien avslutas uppåt av det s.k. Älvestorpskonglomeratet, vilket saknar motsvarighet inom övriga områden. Inom södra Dalarna och angränsande delar av Västmanland består sedimenten av grova kvartsiter, glimmerskifferar och gråvackor, med inlagringar av basiska vulkaniter. Denna sedimentserie benämnes Larsboserien (Hjelmqvist, 1938). Inom Mälارlandskapen, slutligen, uppträder mestadels gnejsomvandlade gråvackor samt glimmerskiffer- och kvartsitliknande bergarter, vilka tillsammans fått namnet Mälarserien (Magnusson, 1936).

Det svekofenniska suprakrustalkomplexet var alltså till stor del utforskat innan leptitbegreppet fick sin egentliga definition i Geijer-Magnussons (1944) arbete om "De mellansvenska järnmalmernas geologi". Leptit definieras sålunda som "en metamorf (omkristalliserad) suprakrustal bergart, med approximativt granitisk sammansättning som har en sekundär kornighet emellan 0,03-0,05 mm som undre gräns och 0,5(-1,0) mm som övre, bortsett från eventuellt förhandenvarande relikta ströckorn."

Vissa punkter i definitionen förtydligades av Geijer i ett föredrag i maj 1944 inför Geologiska Föreningen. Med granitisk sammansättning avsåg Geijer att förutom sura ryolitiska bergarter, även sådana bergarter som metadacit, metaandesit och i vissa fall även trakytiska bergarter skulle kunna inrangeras i leptitbegreppet. Med suprakrustal avsågs primärt avlagrade lavar och tufter, men även omlagrade, lösa vulkaniska utbrottsprodukter, som inte undergått väsentlig kemisk förvittring. Rena vittringssediment borde däremot inte kallas leptiter. Som problematiska bergarter framhöll Geijer vissa fältspatkvartsitiska sediment, liksom även sediment med väsentliga halter av fältspat, kvarts, glimmer eller hornblände. För de senare vore enligt Geijer det bäst att ej använda någon konsekvent beteckning.

Beträffande leptitbegreppets regionala användning ansåg Geijer att man skulle tillåta att termen brukades överhuvud taget för leptitbergarter. Vid den efter Geijers föredrag följande diskussionen höjdes emellertid röster för ett begränsande av termens användning till den malmförande mellansvenska regionen.

Vad beträffar kornstorleken, slutligen, så hade denna valts så att 0,03-0,05 mm motsvarade gränsen mot hälleflintorna och 0,5-1 mm gränsen mot gnejserna. Med hälleflinta förstås för övrigt enligt Geijer och Magnusson (1944) "en bergart, sammansatt väsentligen av fältspat och kvarts, med en kornstorlek som för huvudmassan ej överstiger 0,05 mm och med ett härav framkallat skåligt brott. Dessa karaktärer återfinnes hos lavar och tuffer av ryolitisk eller närstående karaktär (såsom daci-ter), vilka icke undergått annan väsentlig form av strukturell metamorfos än att ursprungligen ingående glas kristalliserat (devitrifierats)."

Enligt Geijer-Magnussons definition borde leptitbegreppet alltså inte bara omfatta vulkaniska bergarter av viss sammansättning och kornstorlek utan även delvis sedimentära suprakrustalbergarter. Trots detta fick leptittermen, liksom den även haft tidigare, en klar anknytning till vulkaniska bergarter. Därtill förblev leptitnamnet även regionalt knutet till mellersta Sverige. Motsvarande bergarter på andra håll i Sverige, liksom även inom den svekofenniska regionen i Finland, benämndes i stället ofta enligt internationell nomenklatur. I Finland betonades för övrigt den sedimentära anknytningen betydligt kraftigare än i Sverige. I sydvästra Finland förekommer t.ex. bergarter, vilka p.g.a. sedimentationsstrukturer tolkats som sediment men som i övrigt skulle kunna benämnas leptiter (ex. Seitsaari 1951, Simonen 1953, 1960).

På senare år har dock en oavvägning i samma riktning ägt rum även i Sverige. Så har t.ex. Stålhöe (1962, 1969) tolkat bergarter inom Stockholmsområdet, vilka av Sundius (1947) betecknats femiska leptiter, som mörka metaareniter. Lundqvist (1962) har likaså i en undersökning från Stockholms skärgård tolkat vissa leptitbergarter som eventuella gråvackor.

Inom sistnämnda undersökningsområde förekommer dessutom en avdelning med konglomerat och areniter mellan en äldre och en yngre leptitavdelning, vilket innebär en klar avvikelse från leptitformationens stratigrafi. Redan tidigare hade dock ett flertal undantag noterats. Rapporter om kvartsitinlagringar i leptit-hälleflinta redovisas av bl.a. Lundegårdh (1956a). Samma år visar Lundegårdh (1956b) i en undersökning från Uppsalaområdet, att en avdelning med sedimentära bergarter uppblandade med intermediära och basiska vulkaniter intar en stratigrafisk position mellan den övre kalibetonade delen av leptit-hälleflintserien och Mälarserien. Relt nyligen har Gorbatshev (1969) visat att den svekofenniska suprakrustalserien inom Glanshammarområdet består av växellagrande vulkaniter och sediment.

Påvisandet av rena vittirings sediment, liksom tolkningen av vissa "leptiter" som sediment, har medfört att leptittermen, i den mån den fortfarande skall användas, numera fått en ännu starkare anknytning till otvetydigt vulkaniska bergarter. Detta förhållande återspeglas också i nu gällande normer för karteringen vid SGU. I en kommentar som åtföljer ett vid SGU nyligen upprättat färg- och teckenschema för prekambriiska bergarter i östra och mellersta Sverige, rekommenderas att "den gula bottenfärgen användes då indikationer på ett vulkaniskt ursprung föreligger, t.ex. i form av eruptivsammansättningar inom rhyolit-dacit-intervallet, förekomst av strökor av kvarts och/eller fältspat, ignimbritstrimor o.s.v. Saknas indikationer av nämnda slag, och är miljön dessutom ej dominerad av någorlunda säkra vulkaniter av rhyolit-dacitsammansättning, bör den ljusblå färgen användas. Denna rekommendation får ses mot bakgrunden av att många vulkaniter (tuffer) är vattenlagrade (sedimentära). Att betrakta en del (skiktade) vulkaniter som normalsediment är därför i princip mindre diskutabelt än att förfara på motsatt sätt."

Denna omsvängning har medfört att leptitbegreppet inte längre kan genetiskt användas helt friktionsfritt enligt Geijer-Magnussons definition. Som rent deskriptiv term är leptitnamnet dock fortfarande användbart och som sådant kommer det att användas i föreliggande uppsats. En bidragande orsak härtill är att vissa, inom Rinkabyområdet svårtolkade, bandade suprakrustalbergarter lagts med gul färg (leptit) på berggrundskartan, vilken reproducerades innan ovanstående rekommendationer var utarbetade vid SGU. Att beskriva dessa "gula" leptiter som sediment skulle endast skapa förvirring.

Som beteckning på leptitformationen kommer i det följande att användas det svekofenniska suprakrustalkomplexet. Detta indelas i en undre och en övre avdelning, vilka motsvarar leptit-hälleflintserien respektive Grythyttte, Larsbo- och Mälarserierna. Dessa två avdelningar delas sedan i sin tur upp i olika etager.

4 ALLMÄN ÖVERSIKT ÖVER BERGGRUNDEN

Som framgår av berggrundskartan domineras det undersökta området (fig. 1) till stor del av suprakrustalbergarter av svekofennisk ålder. Strukturellt och petrologiskt kan emellertid denna suprakrustalberggrund delas upp i en ost-sydostlig del och en väst-nordvästlig del. Det östra området kommer i fortsättningen att benämnas Rinkabyområdet efter en liten ort Rinkaby, som ligger vid suprakrustalområdets södra gräns.

I ostvästlig led sträcker sig detta område från kartkanten i öster fram till den stora urkalkstensfyndigheten vid Kvinnersta. Den senare för övrigt föremål för en specialundersökning av Collini. Rinkabyområdet begränsas i söder av serorogena graniter och frånsett några större serorogena granitmassiv inom södra delen, fortsätter suprakrustalkomplexet sedan obrutet upp till det primorogena gnejsgranitstråket strax söder om sjön Väringen.

Rinkabyområdet, som motsvarar västra delen av Törnebohms granulitområde, kan sägas falla inom den del av Mellansveriges svekofenniska berggrund, som inom Hjälmars-Mälarsänkan domineras av mer eller mindre välbevarade suprakrustalbergarter, vilka med brant stupning i huvudsak stryker i ostvästlig riktning. Inom områdets nordvästra del är dock strukturelementen inte lika ensidiga, ty som senare kommer att visas är det primärt isoklinalveckade suprakrustalkomplexet tvärveckat vid en senare tektonisk fas. Bergarterna inom Rinkabyområdet, liksom inom det öster därom av Gorbatshev (1969) undersökta Glanshammarområdet, är i stort sett mycket välbevarade och ibland förekommer delvis hälleflintartade leptiter. Lätt igenkännbara ledhorisonter, samt delvis regelbundna strukturförhållanden har gjort det möjligt att upprätta en relativt detaljerad stratigrafi för Rinkabyområdets suprakrustalkomplex.

Väster och nordväst om Rinkabyområdet är berggrunden betydligt kraftigare metamorfoserad och uppvisar en mera komplicerad tektonik, vilket medför att en stratigrafisk uppföljning åt detta hållet ej låter sig göras. Denna nordvästliga berggrundsdel, för enkelhets skull benämnd Dylta-Ervallaområdet, begränsas mot Rinkabyområdet av en linje från gnejsgranitstråket söder om sjön Väringen till sjön Långens sydspets. Närmast sydvästgränsen dominerar gnejs-ådergnejsomvandlade bergarter, men dessa övergår mot väst och nordväst i kraftigt migmatitomvandlade suprakrustalbergarter. Strukturelementen växlar ofta kraftigt inom detta område, men branta stupningar med sydväst-nordöstlig strykning tycks

dominera. Områden med växlande branta och flacka stupningar förekommer t.ex. strax norr och nordväst om sjön Lången. Ett område i söder med branta stupningar övergår här mot norr i en flack skålformad veckstruktur, som markeras genom utgåendet av en urkalkstenshorisont (jfr berggrundskartan). Suprakrustalbergarterna som helhet omges både i norr och söder av granitområden, vilka domineras av serorogena graniter. Primorogena graniter förekommer endast omkring Frövi samt inom det förut omtalade området söder om Väringen.

Omkring och öster om Örebro domineras berggrunden helt av serorogena graniter av två olika typer. Längst i öster anstår en mestadels grå, fin- till fint medelkornig granit, som kan sägas motsvara den s.k. Stockholmsgraniten. Den är vanligen helt massformig och homogen med relativt få rester av äldre suprakrustalberggrund. Omkring Örebro däremot är graniten omväxlande röd till gråröd, medel- till grovkornig samt porfyrisk med ofta stora, rundat rektangulära mikroklinögon. Denna granittyp, sedan gammalt benämnd Örebrogranit, är mycket närbesläktad med den typiska Fellingsbrograniten med sina något mera rektangulära mikroklinögon. Örebrograniten, som mestadels är massformig, uppvisar ibland sliriga partier, liksom även finkorniga, om Stockholmsgranit påminnande partier. Rester av suprakrustalbergarter är mycket vanliga omkring Örebro. Dessa är ej sällan orienterade i den regionala östvästliga strykningens riktning, men lika ofta förefaller de sakna bestämd riktning.

Tillsammans med båda granittyperna förekommer vanligen pegmatit, både i form av gångar eller mera oregelbundna partier. De raka gångarna förefaller emellertid vanligast och kan ses både inom graniterna själva och inom omgivande suprakrustalterrängar. Beträffande frekvensen av pegmatit förefaller denna störst inom Örebrogranitens område.

I norr består de serorogena graniterna, liksom i söder, av två olika typer av serorogen granit. Längst i öster, mot Frövihället, anstår grovporfyrisk Örebrogranit, medan i väster, granitterrängerna domineras av en ljus grå, finkornig granit, som ibland benämnes Ervalla-granit. Denna granit är i likhet med "Stockholmsgraniten" i söder mycket homogen och massformig. I mindre skala har den av denna anledning brutits för att användas till ornamentsten.

Förutom de omnämnda basiska intrusiven i Väringenområdet är basiska, i huvudsak amfibolitiska bergarter vanliga inom suprakrustalbergarterna. Som senare kommer att framgå, gäller detta framför allt inom de stratli-

grafiskt undre delarna av Rinkabyområdets suprakrustalkomplex, men även inom de migmatitomvandlade suprakrustalleden väster om sjön Lången är amfiboliter mycket vanliga. Som yngsta led bland de basiska bergarterna förekommer här och var gånger av diabas. Framför allt inom Rinkabyområdet kan dessa, här ofta porfyriska diabasgångar, nå anseelig bredd och längd.

Som redan påpekats i föregående kapitel saknas egentliga järnmalmer inom området. Endast mycket glest fördelade järnmalmsmineral har kunnat iakttagas i Rinkabyområdets undre avdelning. Kismineraliseringar, om än i liten skala, är dock ofta förekommande bland suprakrustalbergarterna och har ibland varit föremål för skärpning. De två största kismalmsförekomsterna inom området är Dylta och Ervalla kisgruvor. Båda förekomsterna, vilka delvis förefaller betingade av tektoniska svaghetszoner, består av flera mindre anrikningar, som brutits under flera olika perioder. Båda är emellertid sedan länge nedlagda.

Efter denna översikt kommer fortsättningen av uppsatsen att ägnas åt Rinkabyområdets suprakrustalkomplex. På grund av de lagerupprepningar som förekommer inom detta område behandlas i nästföljande avsnitt struktur och stratigrafi som underlag för den följande petrologiska behandlingen av de enskilda bergarterna. Slutligen följer en sammanfattning och diskussion av suprakrustalkomplexet och dess ställning inom den svekofenniska suprakrustalstratigrafin.

5 RINKABYOMRÅDETS STRUKTUR

Under denna rubrik kommer i det följande att behandlas både primära och sekundära strukturer inom Rinkabyområdets suprakrustalkomplex. Att dessa behandlas tillsammans beror på att de är intimt förknippade med varandra inom det aktuella området. Utredandet av stratigrafisk orientering, grundad på primära strukturer, har således hela tiden varit sammankopplat med undersökning av lagerupprepningar orsakade av tektonisk aktivitet.

Rinkabyområdet kännetecknas framför allt av välbevarade, brantstående suprakrustalbergarter som, åtminstone inom södra delen av området, stryker mycket konstant i ostvästlig riktning. Större avvikelser från detta strukturdrag noteras endast i anslutning till serorogena granitmassiv. Flertalet av suprakrustalbergarterna har en mer eller mindre utpräglad

skiffrighet, vilken är parallell med primärsiktningen. Med strykning menas därför i fortsättningen båda strukturerna. Likaså omfattar flertalet strykningsangivelser på berggrundskartan både primärsiktning och skiffrighet.

Den veckning, som reste upp suprakrustalkomplexet, var förmodligen av isoklinal natur. Härpå tyder bl.a. de talrika boudinagestrukturer, som förekommer inom Rinkabyområdet. Dessa kan nämligen antas ha uppkommit vid en i samband med isoklinalveckningen följande utvidgning åt sidorna vinkelrätt mot trycket. Utvidgningen torde även svara för den flacka stänglighet, som kan spåras inom södra delen av Rinkabyområdet. Även om denna stänglighet skulle vara senare utbildad, kan den ej skilja sig nämnvärt från den ursprungliga, som bör ha varit flack. Liknande, delvis undulerande stängligheter, finns även utbildade österut inom Hjälmarmälarbäckenet (Lundegårdh 1959, 1960).

Att döma av den uthållighet, som skiffrigheten visar inom Rinkabyområdet och österut, är man i första hand benägen att antaga att det tryck, som orsakade isoklinalveckningen, var riktat i nord-syd. Huruvida detta verkligen varit fallet är emellertid osäkert, om man tar i beaktande den tvärveckning, som senare drabbat suprakrustalkomplexet.

Denna ger sig till känna främst inom Rinkabyområdets nordvästra del. Till skillnad från den flacka stängligheten i söder är stängligheten i norr omkring 60° mot öster. Att det rör sig om en veckaxelstänglighet (jfr fig. 9) framgår tydligt i fält genom de gradvisa ändringarna i strykning. Stupningen ändras samtidigt relativt obetydligt från brant längs beckenbenen till ca 60° i veckkärnan. Detta tyder på att det isoklinalveckade suprakrustalkomplexet vid tiden för tvärveckningen varit något överstjälpt mot väster.

Det är emellertid inte bara genom stänglighet och strykning som tvärveckningen kan spåras. I själva veckkärnan har nämligen bergarter med olika veckningskompetens uppfört sig olika under veckningsfasen. Så är fallet strax öster om Listresjön, där en kvartsithorisont brutits sönder och nu ligger som klumpar i en plastiskt veckad, porfyrisk natronleptit (fig. 2). Vid mikroskopisk undersökning av en sådan leptit (tab. 1, nr 314) finner man att inte bara grundmassan, utan även kvarts- och fältspatströkorn varit utsatta för stark tektonisk påverkan. Detta tyder på att båda strökornstyperna är bildade tidigt och sannolikt representerar fenokrister (jfr s. 44).

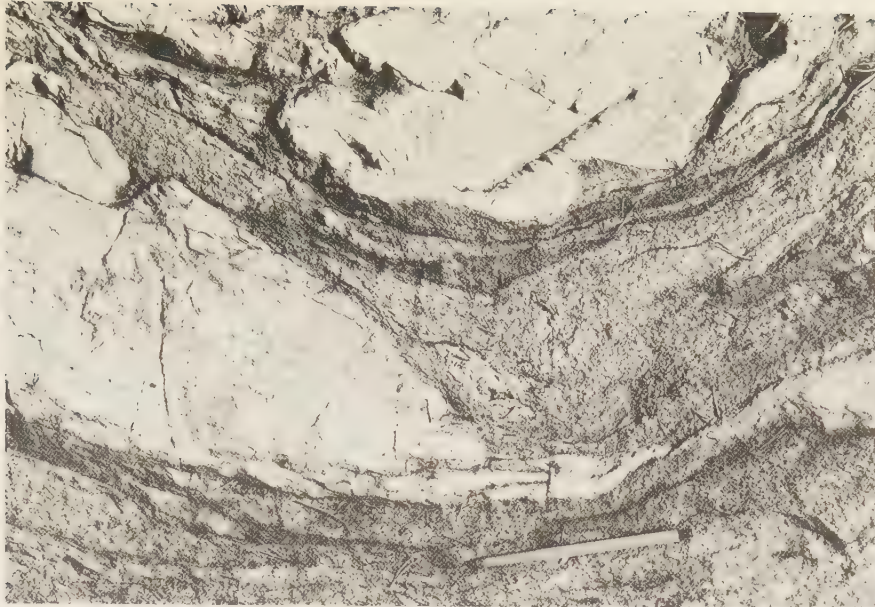


Fig. 2. Kvartsitfragment i plastiskt veckad, porfyrisk natronleptit. 500 m NO om S. Listre (6e).

Foto H. Wikman 1971.

Fragments of quartzite in folded, porphyritic sodic leptonite.



Fig. 3. Graded bedding? i bandad leptit. 300 m V om Norrberga (6e). Foto H. Wikman 1971.

Graded bedding? in banded leptonite.

Följden av tvärveckningen blir att vi inom Rinkabyområdets norra del får en lagerupprepning inom suprakrustalkomplexet. Denna stratigrafiska repetition kan förmodas fortsätta norr om gnejsgranitkomplexet, men har där ej närmare undersökts, bl.a. beroende på att den åt detta håll kraftiga omvandlingsgraden förmodligen skulle omöjliggöra en sådan undersökning. Därtill är också blottningsgraden alltför låg. Söder om gnejsgranitstråket är endast den del av suprakrustalkomplexet författaren anser vara äldst, nämligen natronleptitetagen, inbegripen i ombøjningen. Denna fortsätter helt naturligt in på angränsande NO-blad, och möjligheten av en lagerupprepning inom detta område antydes också av Gorbatshev (1969, s. 486). Den veckform som av Gorbatshev betecknas Käglaform, motsvarar alltså fortsättningen av ovan beskrivna tvärveck.

Som framhölls ovan tolkade Törnebohm (1881) suprakrustalkomplexets struktur som en "tektonisk skål", vilket bl.a. innebar att de båda urkalkstensstråken inom Rinkaby-Glanshammarområdet uppfattades som en och samma horisont. Här kan påpekas att Törnebohms "skål" säkerligen omfattade även tvärveckningen i norr. Törnebohms tolkning kan alltså sedan dess sägas ha gällt inte bara inom det aktuella området, utan även inom suprakrustalkomplexets fortsättning österut. Således ansluter sig även Lundegårdh (1959, 1960), om än med viss tvekan, till denna uppfattning.

Vid den kartering som nyligen utförts av Gorbatshev (1969, 1972) inom Glanshammarområdet, har vissa kriterier framkommit, som föranlett denne att tolka veckstrukturen i söder som en antiform. Uppfattningen grundar sig främst på skiktstrukturer inom en kvartsithorisont, vilka tolkats som korsskiktning. Vidare anføres de allmänna stryknings- och stupningsförhållandena som kriterium på en antiform. Att stromatolitstrukturer i urkalksten skulle vara en indikator på stratigrafisk orientering är naturligtvis också av vikt, men först sedan de säkert identifierats som sådana i fast klyft, vilket inte är fallet. Eftersom skiktstrukturerna delvis ej är entydiga, är tolkningen av området som en antiform ingalunda helt säker, vilket också framhålls i nämnda uppsats. Påpekas bör i detta sammanhang att Gorbatshev använder strukturtermerna anti- och synform i enlighet med Ramsay (1958) som beteckning på anti- eller synklinalliknande strukturer, vilka kan vara överstjälpna syn- eller antiklinaler.

Klara och entydiga skiktstrukturer i form av graded bedding, korsskiktning o.dyl. förekommer inte heller inom Rinkabyområdet. Korsskiktning har således ej observerats inom området, men strukturer liknande graded

bedding förekommer sparsamt inom den r.k. bandade leptitetagen. Leptiterna inom denna etage uppvisar oftast en mycket fin och tät skiktning (jfr fig. 26) med omväxlande glimmerrika och glimmerfattiga skikt. På enstaka lokaler förekommer emellertid skiktstrukturer liknande de i fig. 3. Dessa är dock svårtolkade, bl.a. beroende på att de glimmerrika partierna är grovkornigare än de glimmerfattiga. Detta skulle emellertid kunna förklaras med att de glimmerrika partierna förgrovats snabbare under den metamorfa utvecklingen. Vidare bör påpekas att det inte är fråga om något normalt vittringssediment. Fältspathalten är nämligen hög, varför materialet till stor del torde vara vulkaniskt. Dessutom är strukturerna ofta för isolerade för att vara helt trovärdiga (jfr Pettijohn 1957, s. 173).

Likartade strukturer i metamorfa mostenar i västra Australien finns beskrivna av bl.a. Dunbar och Mc Call (1971, s. 114). Strukturerna kallas för "biotite grades" och anses vara en form av metamorf omvändning av de normalt från grovt till fint graderade enheterna. Två typer urskiljes: (1) biotit ökar i både kornstorlek och mängd uppåt genom varje enhet, (2) biotit ökar endast i mängd uppåt men ej i kornstorlek.

Användbarheten av graderad beddingstrukturerna för stratigrafisk orientering reduceras också i hög grad, om man tar i beaktande den småveckning som isoklinalveckningen givit upphov till. Denna veckning framträder vanligen först i ett mer eller mindre, mot skiktningen vertikalt snitt genom berggrunden eller i stoff. Veckningen framgår tydligt av stufferna i fig. 4 och 5, vilka är tagna vid Röne. Stuffernas ljusa partier domineras av kvarts och fältspat. Det mörka plastiskt veckade skiktet (fig. 4) är kraftigt hornbländeförande, medan det skjuvveckade skiktet i den andra stuffen har en mycket hög biotithalt och förmodligen inget eller mycket litet hornblände. Mineralsammansättningen avspeglar således de båda skiktens sätt att deformeras. Ovan beskrivna småveckning torde inom det kraftigt ihoppressade området mellan urkalkstensstråken kunna uppnå en sådan storleksordning att lagerupprepningar i mindre skala är troliga. Denna omständighet gör redan osäkra bestämningar av primära strukturer ännu mera oanvändbara för bestämning av stratigrafisk orientering.

Inom den bandade leptitetagen förekommer även på enstaka ställen veckstrukturer, som förefaller vara bildade innan bergarten helt konsoliderats (fig. 6). Liksom för de flesta prekonsolidationsstrukturer kan dessa strukturer misstänkas ha uppkommit genom glidningar orsakade av gravita-

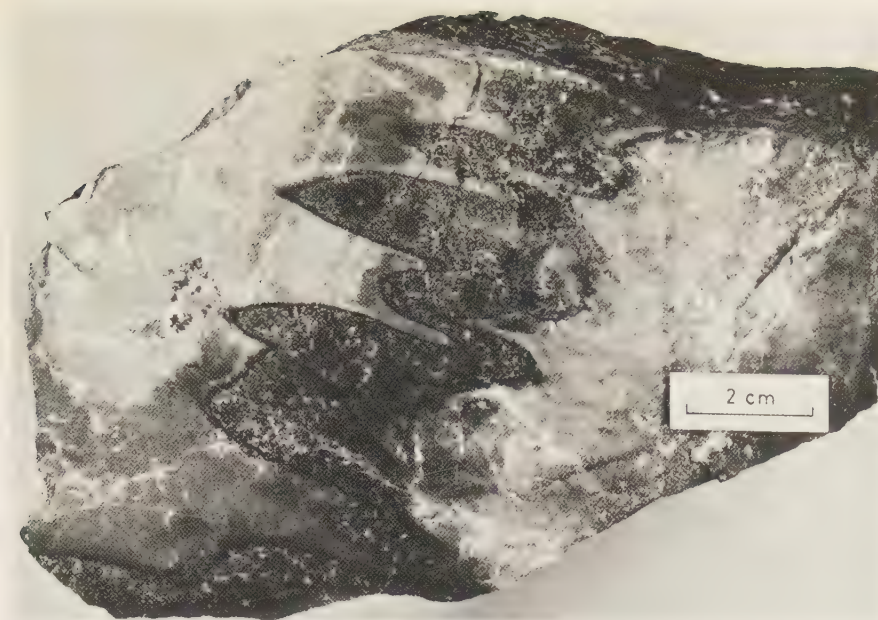


Fig. 4. Veckat hornbländeförande lager i bandad leptit.
Röne (6e). Foto H. Wikman 1972.
Folded hornblende-bearing layer in banded leptite.

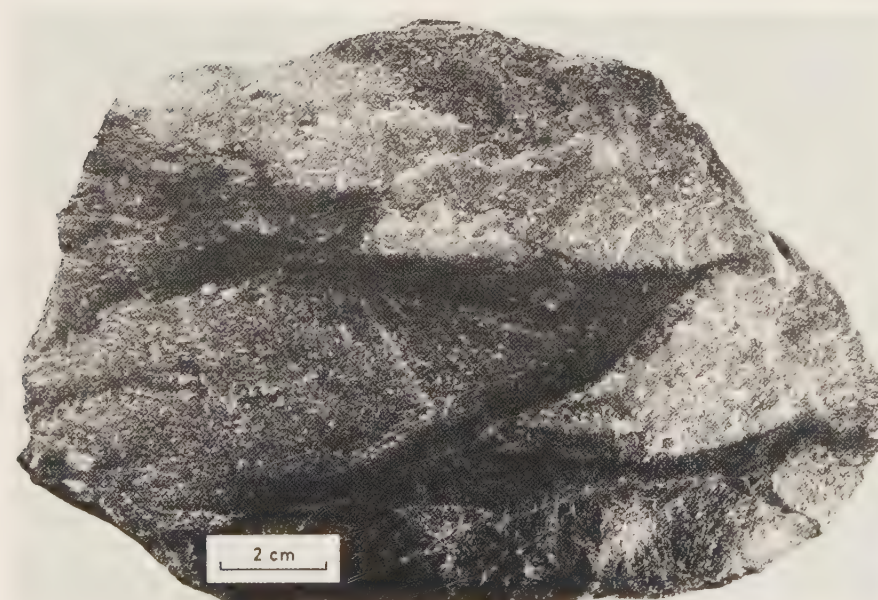


Fig. 5. Skjuvveckat, biotitrikt lager i bandad leptit. Röne (6e).
Foto H. Wikman 1972.
Shear-folded layer rich in biotite in banded leptite.

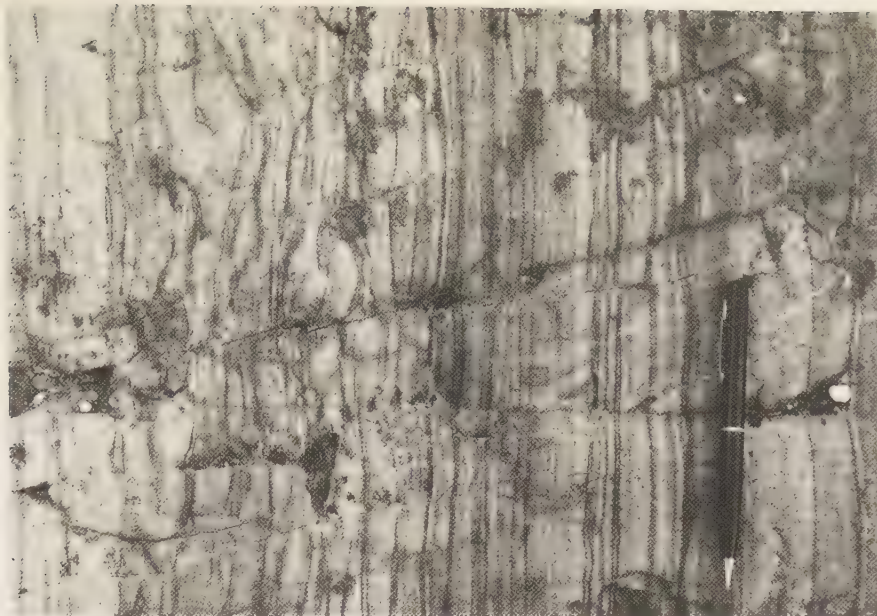


Fig. 6. Prekonsolidationsstrukturer i bandad leptit.
300 m V om Norrberga (6e). Foto H. Wikman 1971.
Preconsolidation structures in banded leptite.



Fig. 7. Urkalksten breccierande bandad leptit.
Borrkärna nr 1 och 3, 1000 m NV resp. 600 m NNV om
Ramstena (6e). Foto H. Wikman 1972.
Crystalline limestone brecciating banded leptite.

tionskraften (jfr Pettijohn 1957). Avsättningen bör i så fall ha ägt rum på ett svagt lutande plan. Denna lutning behöver ej ha varit stor, utan helt obetydlig och inte ha uppgått till mer än 2° (Grabau 1913, s. 780). Innan glidningarna började kan också undulationer i skiktningen tänkas ha förekommit (jfr de Sitter 1956, s. 302).

Vid närmare studium av dessa veckstrukturer finner man att uppåt i lagerserien sannolikt är åt det håll som har de skarpaste och delvis överskjutna topparna. För utsnittet i fig. 6 skulle detta innebära att upp är åt höger. Glidrörelsen inom högra delen av bildpartiet bör ha skett nedifrån och uppåt, medan samtidigt det ljusare partiet i bilden hållit sig relativt stilla.

Bandade etagens primära strukturer lämnar således inte några entydiga bevis för eller mot en synklinal inom Rinkabyområdet. Mera trovärdiga är då de kriterier, som kan erhållas från fragmentstrukturer inom natronleptitetagen, liksom från gränsen mellan denna etage och överlagrande kalileptitetage.

Inom natronleptitetagen förekommer rikligt med bergartsfragment, både inom natronleptiterna själva liksom inom etagens fragmentzoner. Fragmenten domineras av natronleptiter, vartill kommer sådana som består av kvartsit, glimmerskiffer och metabasit. Däremot saknas kalileptiter helt. Inte heller inom en kraftigt fragmentförande zon mellan den egentliga natronleptitetagen och kalileptitetagen finns kalileptitfragment representerade (jfr s. 73). Fragmenten inom sistnämnda zon är små och talrika och består nästan uteslutande av natronleptit. Därtill kommer underordnat små kvartsitfragment. Detta senare faktum är av stor betydelse, eftersom fragmentzonen underlagras av en kvartsithorisont, vilken kan sägas utgöra slutet på natronleptitetagen. De små kvartsitfragmenten kan således misstänkas komma från denna horisont. Dessutom förekommer vid kvartsitens övre gräns bitar av kvartsit i en glimmerrik matrix. Ovannämnda strukturer pekar alltså på att vi har lagerseriens äldsta del i norr, medan de yngsta lagren torde återfinnas mellan marmorstråken i söder.

Genom Stållbergsbolagets välvillighet har författaren varit i tillfälle att studera borrhärdar från den bandade leptitetagen söder om det norra urkalkstensstråket. Av dessa borrhärdar kommer alla utom en från NV-bladet. Borrhärd 4 är hämtad från den egentliga marmorhorisonten, de övriga upp till 500 m söder därom. I dessa sistnämnda kärnor finns inslag

av urkalksten i nr 1 och 3. Borrkärna 1 slutar f.ö. efter 50 m i urkalksten. Karteringen i ytsnittet har emellertid ej givit någon antydan om kalksten. Detta förhållande tyder alltså på att urkalkstenen i borrkärnorna härrör från den egentliga horisonten och ej från parallellhorisonter till densamma.

Som framgår av fig. 7 är kalkstensens uppträdande i borrkärnorna dessutom breccierande. Detta tyder likaså på att det rör sig om kalksten, som nu intar ett läge den ej ursprungligen haft. Påpekas bör också att i likhet med den stora kalcitmarmorfyndigheten vid Kvinnersta, som sannolikt bildats genom utflytning, så består urkalkstenen i borrkärnorna av kalcit. Den egentliga urkalkstenshorisonten återfinns därför förmodligen på djupet. I samband med isoklinalveckningen, eller vid efterföljande granitintrusioner, har urkalkstenen genom sin lättrörlighet tvingats uppåt i överliggande berggrund.

Uppträdandet av serorogena granitmassiv mellan de båda urkalkstensstråken talar eventuellt för det sistnämnda alternativet. Graniterna skulle även kunna förklara den branta stupningen mot norr i ytsnittet omkring det norra urkalkstensstråket. Som framgår av fig. 8 kan nämligen granitintrusionen antas ha pressat isär suprakrustalkomplexet, så att vi i det nuvarandet ytsnittet har motsägelsefulla stupningar.

Ovan anförda förhållanden stöder alltså synklinalteorin. En annan mycket viktig omständighet, som också talar för denna teori, är lagerseriens stora litologiska likhet med den i Grythyttedälet, om man bortser från smärre differenser och avsaknaden av järnmalm. Överensstämmelserna kan man inte bortse ifrån, och de två lagerserierna ligger inte heller geografiskt sett längre ifrån varandra än att en viss likhet i litologi är att vänta.

Enligt författarens åsikt finns således en del kriterier, som talar för Törnebohms teori. Däremot har inom Rinkabyområdet ej framkommit något bevis för en antiklinal. Författaren ansluter sig därför till synklinalteorin. I det följande kommer därför den ostvästliga synklinalkonstrukturen inom Rinkabyområdet att kallas Rinkabysynklinalen, medan tvärveckningen i norr kommer att benämnas Listresynformen, efter Listresjön som ligger i veckkärnan. Synform användes i enlighet med Bailey och Mc Callien (1937) som rent deskriptiv term på en synklinalliknande struktur. Ovanstående innebär även att den av Gorbatshev (1969) benämnda Glanshammarantiformen likaså måste vara en synklinale.

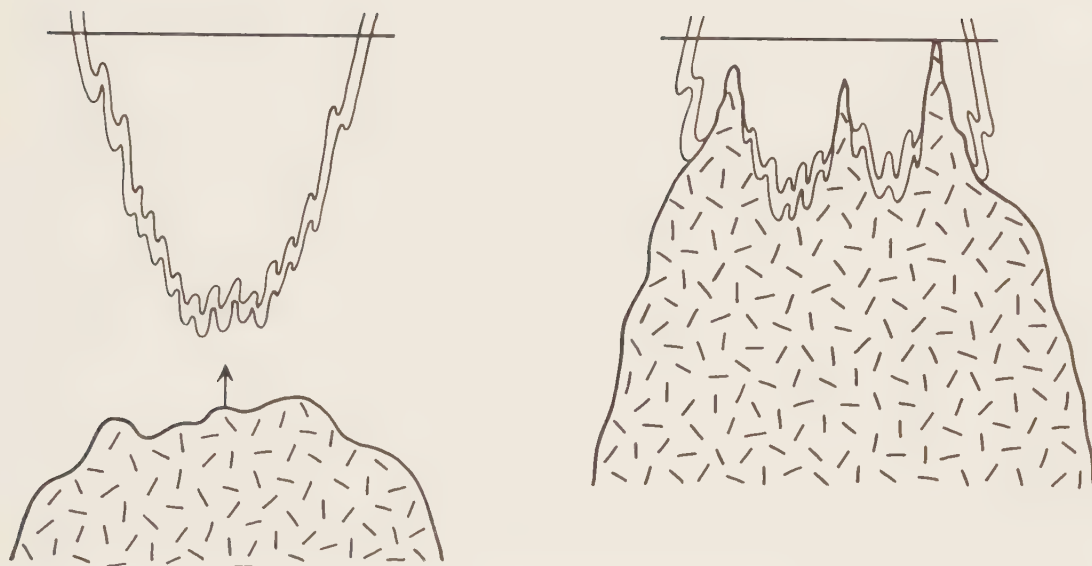


Fig. 8. Effekten av en granitintrusion verkande på en isoklinalveckad synklinal.

The effect of a granite intrusion acting upon an isoclinal-folded syncline.

Som framgått ovan kan det anses bevisat att suprakrustalkomplexet genomgått en primär isoklinalveckning och en efterföljande, sekundär tvärveckning, med ett tryck som varit riktat i det närmaste vinkelrätt mot det primära. Med Rinkabysynklinalen riktad i V-0 är det lätt att antaga att det primära trycket varit riktat i nord-syd. För att man skall kunna få den veckstruktur, som beskrivits ovan, måste i så fall det sekundära trycket ha varit riktat ungefär från väster mot öster.

En annan och mera sannolik tolkning presenteras i fig. 9. Enligt denna har vi haft en primär isoklinalveckning med trycket riktat i ungefär ost-väst på ett synklinalt sedimentationsbäcken. Det isoklinalveckade komplexet har sedan i samband med, eller något efter en svag överstjälpning mot väster, utsatts för en tvärveckning med ett tryck riktat ungefär i nord-syd. Denna tvärveckning har förmodligen delvis varit av isoklinal natur. I fig. 9 b motsvaras Rinkabyområdets tvärveckning av den omböjning, som är närmast läsaren. Dessutom bör påpekas att det primärveckade komplexet antagits ha varit något överstjälpt före tvärveckningen. Vidare har inte tagits hänsyn till den småveckning (delvis skjuvveckning) som uppstod vid isoklinalveckningen (jfr fig. 4 och 5). Likaså har ej åskådliggjorts den utflytning av material till omböjningarna, som kan förmodas ha ägt rum (jfr Kvinnerstakalkstenen).

En tolkning av veckningstektoniken i enlighet med det i fig. 9 skisserade förloppet skulle också stämma bättre överens med de uppgifter om veckningar längs ungefärliga nordsydliga axlar, som rapporterats från ett flertal områden inom det svekofenniska suprakrustalkomplexet (jfr ex. Sundius 1923, Geijer 1936 m.fl.). På senare år har tvärveckningar beskrivits av bl.a. Lundegårdh (1967) och Stålhös (1969). Lundegårdh tolkar den s.k. Hamrängesynklinalen, liksom flera synklinallstrukturer inom Gävleborgs län, som resultatet av en genom urgranitintrusioner orsakad tvärveckning av en antiklinal. Stålhös (1969) antager likaså inom Stockholmsområdet en primär veckning i stort sett efter nord-sydliga veckaxlar, vilken sedan i samband med åderförgrejsningen avlösts av en plastisk skjuvning med hoptryckning i nord-syd.

För Rinkabyområdets vidkommande torde åtminstone den primära fasen i ovan skisserade veckningstektonik ha utbildats under ett tidigt skede i den svekofenniska utvecklingen. Anläggningen har förmodligen skett redan under senare delen av komplexets avsättning, medan huvudfasen förmodligen ägt rum något senare i samband med begynnande granitintrusion. För den sekundära tvärveckningen kan ett lika säkert fastläggande i tiden

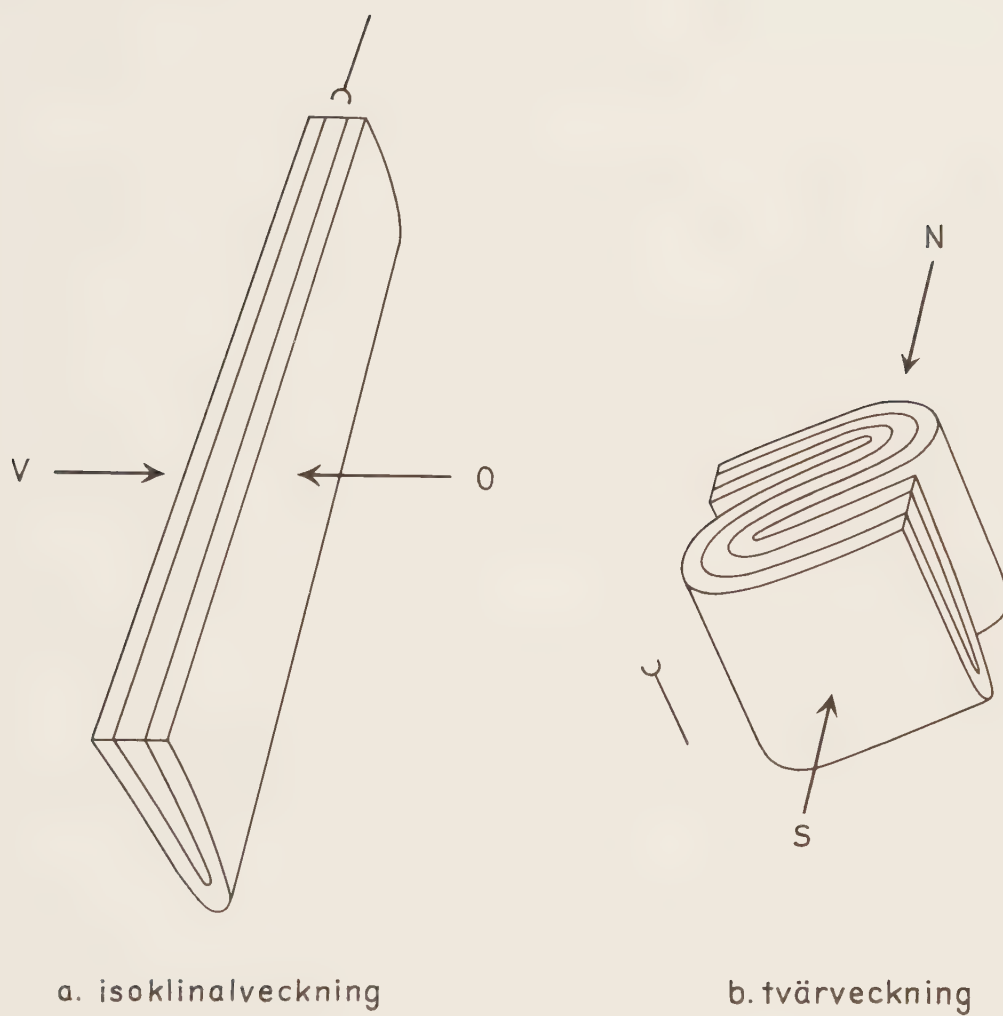


Fig. 9. Veckningstektoniken inom Rinkabyområdet.
The fold tectonics within the Rinkaby region.

- a. Primär isoklinalveckning med överstjälpning mot väster.
Primary isoclinal overfolding to the west.
- b. Sekundär tvärveckning.
Secondary cross-folding.

ej anges. Veckningen kan tänkas ha följt tämligen tätt på den första veckningsfasen och således ha haft sin huvudutbildning i samband med urgranitintrusionerna. Kanske till och med veckningen delvis varit anlagd innan intrusionens huvudfas. Härpå tyder gnejsgranitstråket söder om sjön Väringen, vilket förefaller ha intagit sin plats i en redan befintlig veckstruktur. Antagandet är dock osäkert och veckningen kan kanske lika gärna ha utformats i anslutning till den serorogena fasen i den svekofenniska utvecklingen.

Utmärkande för Rinkaby-Glanshammarområdet är vidare de många förkastningarna i ungefär nordvästlig riktning. Dessa kan i fält spåras bl.a. genom de sprickdalar de givit upphov till. Likaså utgör litologiskt lätt igenkännbara enheter inom suprakrustalkomplexet utmärkta hjälpmedel vid uppspårandet av förkastningarna. Inom Rinkabyområdet har på grund av jordtäckning breccior i anslutning till rörelsezonerna endast kunnat noteras i något enstaka fall. Längs den mest betydande förkastningen på NO-bladet har dock breccior iakttagits på flera ställen.

Ledhorisonterna möjliggör också en ungefärlig bedömning av förkastningarnas belopp i horisontalled. Dessa förskjutningar är ofta mycket stora och kan i vissa fall uppgå till minst 1 kilometer. Till en viss del torde även förskjutningarna kunna bero på vertikala rörelser. Att döma av varierande förkastningsbelopp för olika ledhorisonter är det nämligen troligt, att förskjutningar ägt rum även i vertikal led. Växlande metamorfosgrad vid jämförelse mellan den bandade leptitetagen och skifferetagen är måhända också en följd av vertikalförkastningar. Genom suprakrustalkomplexets brantställning har man emellertid svårt att få ett grepp om storleken av de vertikala förkastningarna.

Ovan omtalade förkastningar har förmodligen anlagts på ett tidigt stadium. Hur tidigt är dock svårt att med bestämdhet säga något om. Tvärveckningen inom Rinkabyområdet har dock varit utsatt för rörelserna och har förmodligen varit avslutad innan förkastningarna ägde rum. Gnejsgranitmassivet söder om sjön Väringen förefaller däremot opåverkat av förkastningarna. Detta skulle eventuellt kunna tyda på att rörelserna anlagts redan innan den egentliga gnejsgranitintrusionen. Sannolikt är dock rörelserna av betydligt yngre datum. Gorbatshev (1972) anser att de nordvästliga rörelsezonerna delvis är äldre än Smålandsgraniternas intrusion, vilken skedde kort efter den egentliga svekofenniska bergskedjeveckningens slut. Samme författare urskiljer förutom nordvästliga förkastningar även rörelsezoner med nord-nordvästlig riktning.

Väsentligen att döma av topografin finns även svaghetszoner utbildade i ostvästlig riktning (jfr berggrundskartan). Dessa zoner, som följer den vanliga skiffrihetsriktningen är måhända tidigt anlagda, men har helt säkert sin huvudutbildning betydligt senare. Dessa ostvästliga till väst-nordvästliga sprickzoner anses av Müllern (Å. Möller m.fl. 1971a,b) och Gorbatshev (1972) vara efterordoviciska. En utförlig beskrivning av förkastningar och spricksystem finns återgiven i förstnämnda arbete om hydrogeologin inom kartbladet Örebro NV.

6 STRATIGRAFISK ÖVERSIKT

Den i föregående kapitel framlagda tolkningen av suprakrustalkomplexets strukturella uppbyggnad får till följd att komplexet stratigrafiskt kan indelas i nedan angivna etager. Varje etage bildar en väl avgränsad enhet i den geologiska utvecklingen och har fått namn efter den dominerande bergarten. Av dessa sammanfattas natronleptitetagen, kalileptitetagen och urkalkstensetagen som det svekofenniska suprakrustalkomplexets undre avdelning. De två översta etagerorna, bandade leptitetagen och glimmerskifferetagen, sammanfattas som det svekofenniska suprakrustalkomplexets övre avdelning. För varje etage anges vidare de viktigaste bergarterna i stort sett i stratigrafisk ordning.

Eftersom suprakrustalkomplexet är tvärveckat kan beträffande lager-seriens äldsta led endast sägas att dessa ingår i natronleptitetagens undre del. Denna bergartsserie består till största delen av grå oregelbundet fragmentförande leptiter med kvarts- och plagioklasströkor. Här och var förekommer tunna, ofta knöliga glimmerskifferar, liksom även horisonter med metadacit och amfibolit, vilka styckar upp natronleptiterna i banker med upp till något hundratal meters mäktighet. Framträdande skiktning saknas, och leptiterna är fränsett fragmenten relativt homogena.

Inom natronleptitetagens övre delar tillkommer ett flertal horisonter med konglomerat, agglomerat och tunna, ofta knöliga glimmerskifferar och kvartsiter. I motsats till natronleptiterna, vilka förefaller uppvisa stor ytutbredning, kilar fragmentbergarterna inom konglomeratetagen ut och har delvis linsformade tvärsnitt. Detsamma gäller för övrigt de tunna knöliga skifferarna, liksom även en del av de basiska inlagringarna. De sistnämndas linsform är dock säkerligen överdriven på kartorna på

Övre avdelningen	Glimmerskifferetagen:	Andalusitglimmerskiffer med metaarenitiska lager Svartskiffer
	Bandade leptitetagen:	Bandade basiska leptiter " sura "
Undre avdelningen	Urkalkstensetagen:	Urkalksten med lager av hälleflinta och leptit Bandade leptiter och hybrid- bergarter i omedelbar an- slutning till urkalksten
	Kalileptitetagen:	Porfyriskalileptiter med anstaka metasediment och metabasitinlagringar
	Natronleptitetagen:	Porfyriskalileptiter med inlagringar av agglomerat, konglomerat, glimmerskiffer, kvartsit och metabasit Porfyriskalileptiter, ofta fragment- förande natronleptiter med metabasitinlagringar

grund av den låga blottningsgraden. Vidare har deras tjocklek överdrivits, så att de kunnat få egna konturer på kartan. De utgör nämligen ett mycket karakteristiskt inslag i berggrunden.

Sammanlagda mäktigheten av natronleptitetagen inom Rinkabyområdet uppgår till minst 1000 m. Härav utgör konglomeratetagen, vars mäktighet förefaller öka österut, omkring 250 m. Till sistnämnda etage räknas även en 25-50 m bred kvartsithorisont, som avslutar natronleptitetagen uppåt.

Ovanför kvartsithorisonten följer den kvartsporfyriskalileptit med talrika små fragment, vilken nämnts redan i föregående kapitel. Frånsett några få icke porfyriskalileptiter (ev. metasediment), uppbyggs hela kalileptitetagen sedan av kvartsporfyriskalileptit, grå och röda kalileptiter, vilka i likhet med natronleptiterna saknar framträdande skiktning. I motsats till de sistnämnda förekommer dock fragment mycket sparsamt inom kali-

leptitetagen. Ej heller uppträder basiska inlagringar i samma mängd som inom den understa etagen. Eftersom suprakrustalkomplexet är isoklinalveckat inom Rinkabyområdet, anstår också rödgrå kvartsporfyrisk kalileptit av samma typ som beskrivits ovan söder om det södra urkalkstensstråket.

Kalileptitetagen är mycket mäktig i västra delen av Rinkabyområdet och torde där uppgå till närmare 2000 m. Mäktigheten minskar österut, och överstiger ej 1000 m vid kartgränsen.

Vid övergången till urkalkstenssetagen anstår på några ställen finskiktade sura leptiter, liksom även delvis malmkiktade, epidotrika leptiter. En förekomst av en hornbländeporfyrisk biotit-mikroklinbergart har även noterats söder om Kullstorp och Balsna. Att dessa bergarter förs till urkalkstenssetagen beror på att de så markerat skiljer sig från kalileptitetagen, samt att en del av dem ursprungligen förmodligen utgjort kalkbandade sediment. Nämnas bör att epidotrik skiktad leptit även anstår söder om det södra urkalkstensstråket, 600 m nord-nordost om Skölv på kartbladet Örebro NO, vilket ytterligare stöder tolkningen av de två urkalkstensstråken som en och samma horisont.

Denna horisont, som visar stor yttutbredning, innesluter ej sällan tunna lager av finskiktad, delvis hälleflintartad leptit. På många håll är emellertid dolomitkalkstenen mycket ren och har därför sedan länge varit föremål för omfattande brytning. Välkänd är den mycket rena och vita urkalksten, som kallas Ekebymarmor. Mäktigheten av urkalkstenens norra utgående är ca 250 m. Det södra kalkstensstråket är relativt dåligt blottat på NV-bladet, men uppvisar längre mot öster mäktigheter på upp till 500 m.

Urkalkstenshorisonten överlagras av en finbandad etage av grå, delvis mycket finkorniga leptiter med oklart ursprung. Vissa lager torde få betecknas som glimmerskiffer, medan andra bl.a. på grund av hög fältspathalt förefaller ha ett vulkaniskt ursprung. Etagen är kemiskt sett i huvudsak sur, men särskilt inom dess övre delar förekommer basiska horisonter av metadacittyp. Rena amfiboliter saknas däremot helt, om man undantar mycket tunna lager. Mäktigheten av den bandade etagen varierar inom Rinkabyområdet mellan 1000 och 1500 m. Orsaken till detta beror delvis på förkastningar, vilka förmodligen delvis varit vertikala.

Den bandade etagens avgränsning uppåt är relativt diffus, men inom den efterföljande skifferetagen tillhör i varje fall två svartskifferhori-

sonter etagens undre del. Bottenhorisonten är i sina undre delar delvis amfibolitartad. Svartskiffern för ofta granat i riklig mängd och innehåller dessutom rundade "kvartsbollar", vilka förmodligen är resultatet av en boudinering av ådror eller lager av kvarts. För svartskiffern har inom Rinkabyområdet kunnat påvisas endast ett utgående, men på NO-bladet finns också i söder en smal svartskifferzon. Sammanlagda mäktigheten av de två svartskifferhorisonterna uppgår till ca 300 m. För hela skifferetagen torde motsvarande belopp uppgå till minst 1000 m.

7 NATRONLEPTITETAGEN

7.1 Porfyriskas natronleptiter

Natronleptitetagen utgörs till största delen av mer eller mindre strömkornsrika, ej sällan fragmentförande leptiter. Mineralsammansättningen framgår av tab. 1, medan tab. 2 visar kemiska analyser av natronleptiter.

För att belysa alkaliproportionerna inom natronleptiterna har förhållandet mellan Na_2O och K_2O i viktsprocent återgivits i diagram 1, medan i diagram 2 är plottat fördelningen av Ca, Na och K i atomproportioner. Slutligen har den kemiska variationen åskådliggjorts med hjälp av Niggli-värden i diagram 3. För att lättare kunna jämföras med leptiterna i nästa etage har motsvarande förhållanden för kalileptiterna angivits i diagrammen. Observera att även de från modala analyserna omräknade, approximativa värdena av alkalioxiderna medtagits i diagram 1 och 2 (jfr s. 8).

Som framgår av både tabeller och diagram är flertalet leptiter klart natronbetonade, och av fältspaterna dominerar plagioklas genomgående. Mikroklin förekommer mera underordnat, men kan ibland uppträda i något högre procenttal varvid vi får mera alkaliintermediära typer. Detta återspeglas av spridningen i horisontell led i diagram 2. På samma sätt ger spridningen i vertikal led i Ca-Na-K-diagrammet uttryck härför. Påpekas bör dock att höga biotitvärden påverkar alkaliförhållandet och ger en höjning av K_2O . Rena kalileptiter, där mikrolin dominerar över plagioklas, har ej observerats inom den understa etagen. Redan här kan också fästas uppmärksamhet på den markanta skillnaden i kemi mellan natron- och kalileptitetagen. Denna framgår tydligast av diagram 1 och 2, men

Tabell 1. NATRONLEPTITETAGEN. PORPHYRISKA NATRONLEPTITER.
Sodic leptite stage. Porphyritic sodic leptites.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, omräknad i vikts % för Na_2O , K_2O och CaO , Niggli-värdet $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na_2O , K_2O and CaO , Niggli value $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	59	61	83	86	95 matrix	95 fragment	97
Kvarts	39	30	25	38	37	31	27
Plagioklas	30	46	45	33	46	44	40
Kalifältspat	2	2	13	7	-	-	19
Muskovit	-	2	-	7	0.8	+	+
Biotit	27	-	5	4	2	10	7
Klorit	-	17	5	8	12	14	2
Epidot	-	2	4	-	1	-	0.3
Ortit	-	-	+	-	-	-	-
Apatit	1	0.5	0.2	-	0.8	0.7	1
Zirkon	0.1	0.4	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4
Titanit	0.1	-	1	0.1	-	-	0.2
Prehnit	-	-	-	0.7	-	-	-
Malm	0.5	0.6	2	2	0.2	0.3	3
Vikts% för Na_2O	3.2	4.5	4.4	3.5	5.0	4.4	4.1
K_2O	1.8	0.7	2.3	2.2	0.2	0.6	3.2
CaO	1.0	1.8	2.7	0.5	1.3	1.3	1.6
$k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$	0.27	0.09	0.25	0.29	0.02	0.08	0.34
Mol % An i plagioklas	5-10	12-15	15	5-8	15	8-10	~8
Vanl. kornstorl.	0.1-0.2	0.05-0.3	0.05-0.3	0.03-0.3	0.05-0.3	0.05-0.1	0.05-0.2
Enstaka korn	0.4						0.3
Strökorn	0.5-1.5	1.0-3.0	1.0	0.5-2.0	1.0-2.0	0.5	0.5-2.0

59. Grå, strökornsrik leptit. 1400 m SSV Halvarboda (6e), 658355/147375.
Grey leptite, rich in megacrysts.
61. Grå, strökornsfattig leptit. 1000 m VSV Halvarboda (6e), 658445/147310.
Grey leptite, poor in megacrysts.
83. Rödgrå, strökornrik leptit. 850 m S Halvarboda (6e), 658410/147410.
Reddish grey leptite, rich in megacrysts.
86. Grå, strökornsrik leptit (jfr tab. 2, nr 86). 650 m SSO Halvarboda (6e), 658435/147435.
Grey leptite, rich in megacrysts (cf. table 2, no 86).
95. Grå, strökornsfattig, fragmentförande leptit. 500 m SSV Halvarboda (6e), 658440/147390.
Grey fragment-bearing leptite, poor in megacrysts.
97. Rödgrå, strökornsrik leptit. 750 m NNO Höjdpunkt 75,2 (6e), 658460/147245.
Reddish grey leptite, rich in megacrysts.

Provnummer	292	302	306 fragment	312	314	380 matrix	380 fragment
Kvarts	37	38	44	40	39	32	33
Plagioklas	41	32	41	32	40	44	52
Kalifältspat	+	2	-	2	10	-	-
Muskovit	-	7	2	2	7	2	2
Biotit	20	20	12	23	3	21	13
Klorit	+	-	-	-	1	-	-
Epidot	0.2	-	-	-	-	-	-
Ortit	-	-	-	-	-	-	-
Apatit	1	+	+	0.6	-	0.5	0.1
Zirkon	0.2	0.3	0.3	0.1	+	0.1	0.2
Titanit	+	0.2	0.2	+	0.2	-	-
Prehnit	-	-	-	-	-	-	-
Malm	0.5	0.3	0.4	0.6	0.4	0.4	+
Vikts% för Na ₂ O	3.9	3.2	4.1	3.3	3.9	4.4	5.5
K ₂ O	1.1	2.2	0.9	1.6	2.6	1.4	1.0
CaO	1.4	0.7	1.1	0.9	1.0	1.4	0.9
k = K/Na + K	0.16	0.31	0.13	0.24	0.31	0.17	0.11
Mol % An i plagioklas	~10	5-10	10-15	10-13	12	10-12	8-10
Vanl. kornstorl.	0.05-0.15	0.05-0.3	0.05-0.2	0.05-0.3	0.05-0.1	0.05-0.2	0.05-0.1
Enstaka korn	0.4						
Strökorn	0.5-1.5	0.5-2.0	1.0	0.5-1.0	0.5-4.0	0.5-2.0	1.0

292. Grå, strökornsrik leptit. 1300 m NNV Balsna (6e). 658350/147445.
Grey leptite, rich in megacrysts.

302. Grå, strökornsfattig leptit. 775 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658325/147260.
Grey leptite, poor in megacrysts.

306. Fragment av grå, strökornsfattig leptit. 550 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e),
658340/147260.
Fragment of grey leptite, poor in megacrysts.

312. Grå, strökornsfattig leptit. 150 m V Skogalund (6e), 658385/147215.
Grey leptite, poor in megacrysts.

314. Ljust gråbrun, strökornsrik leptit. 600 m SO N. Listre (6e),
658395/147145.
Light greyish brown leptite, rich in megacrysts.

380. Grå, strökornsrik, fragmentförande leptit. 1250 m SSV Halvarboda (6e),
658385/147340.
Grey, fragment-bearing leptite, rich in megacrysts.

Tabell 2. NATRONLEPTITETAGEN. PORFYRISKA NATRONLEPTITER.
Sodic leptite stage. Porphyritic sodic leptites.

Kemiska analyser i vikts % (- ej bestämd), CIPW-norm, katjon %, anjoninnehåll (på 100 katjoner) och Nigglivärden.

Chemical analyses in weight % (- not determined), CIPW-norm, cation %, anion contents (for 100 cations) and Niggli values.

Analysnummer	62	86	429	430	434	446	447
SiO ₂	68.0	68.6	71.6	66.0	67.0	66.9	67.3
TiO ₂	0.61	0.46	0.46	0.64	0.61	0.63	0.65
Al ₂ O ₃	13.9	14.0	14.3	15.3	16.5	15.2	13.8
Fe ₂ O ₃	1.0	1.6	1.0	5.3	0.8	1.1	1.4
FeO	4.6	3.4	4.5	1.1	3.6	4.8	3.8
MnO	0.06	0.21	0.05	0.06	0.08	0.06	0.10
MgO	2.5	2.0	1.9	3.3	1.4	3.2	1.9
CaO	1.3	0.3	0.6	2.0	2.4	0.5	1.8
Na ₂ O	4.2	3.3	2.4	3.0	4.1	2.9	4.4
K ₂ O	2.5	2.8	1.6	2.0	1.8	3.4	2.8
H ₂ O >105°C	0.8	3.3	2.6	2.8	1.1	1.8	1.1
H ₂ O <105°C	0.2	-	-	-	-	-	0.3
P ₂ O ₅	0.10	-	-	-	-	-	0.14
CO ₂	0.01	-	-	-	-	-	0.09
F	-	-	-	-	-	-	0.05
S	<0.01	-	-	-	-	-	0.01
BaO	0.08	0.01	0.06	0.03	0.07	0.08	0.09
Summa	99.86	99.98	101.07	101.53	98.46	100.57	99.73
- O för F, S	-	-	-	-	-	-	0.03
Korr. summa	99.86	99.98	101.07	101.53	98.46	100.57	99.70

CIPW-norm

Q	24.8	33.0	43.8	27.7	26.8	27.8	22.8
C	2.1	5.0	7.4	4.5	3.4	5.7	0.8
Or	14.8	16.5	9.4	11.6	10.7	20.0	16.6
Ab	35.7	27.9	20.1	25.0	34.9	24.4	37.3
An	5.9	1.5	3.1	9.8	12.1	2.6	7.3
En	6.2	5.0	4.7	8.1	3.5	7.9	4.7
Fs	6.7	4.6	6.7	7.8	5.2	6.9	4.9
Mt	1.5	2.3	1.4	1.6	1.2	1.6	2.0
Il	1.1	0.9	0.8	1.2	1.2	1.2	1.2
Ap	0.2	-	-	-	-	-	0.3
Fr	-	-	-	-	-	-	0.1
Pr	0.0	-	-	-	-	-	0.0
Cc	0.0	-	-	-	-	-	0.2
Summa	99.0	96.7	97.4	97.3	99.0	98.1	98.2

Tabell 2. (forts.)

Analysnummer	62	86	429	430	434	446	447
Katjon %							
Si	64.1	66.6	69.1	62.7	63.5	63.4	63.8
Ti	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5
Al	15.4	16.0	16.3	17.1	18.4	17.0	15.4
Fe ³⁺	0.7	1.2	0.7	0.8	0.6	0.8	1.0
Fe ²⁺	3.6	2.8	3.6	4.2	2.9	3.8	3.0
Mn	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Mg	3.5	2.9	2.7	4.7	2.0	4.5	2.7
Ca	1.3	0.3	0.6	2.0	2.4	0.5	1.8
Na	7.7	6.2	4.5	5.5	7.5	5.3	8.1
K	3.0	3.5	2.0	2.4	2.2	4.1	3.4
P	0.1	-	-	-	-	-	0.1
C	0.0	-	-	-	-	-	0.1
Ba	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Summa	99.8	100.0	99.9	99.9	99.9	99.8	100.0
Anjoninnehåll							
O	165	160	166	159	165	162	162
OH	5	21	17	18	7	11	9
F	-	-	-	-	-	-	0.1
S	-	-	-	-	-	-	0.0
Summa	170	181	183	177	172	173	171
Niggilivärden							
si	287	330	361	258	289	277	289
qz	+92	+134	+194	+93	+100	+94	+85
al	35	40	43	35	42	37	35
fm	35	35	37	40	25	40	31
c	6	2	3	8	11	2	8
alk	24	24	17	16	22	21	26
mg	0.44	0.41	0.38	0.48	0.36	0.49	0.39
k	0.28	0.35	0.30	0.30	0.22	0.43	0.29
ti	1.9	1.7	1.7	1.9	2.0	2.0	2.1
h	11	53	44	37	16	25	20
w	0.16	0.30	0.20	0.16	0.17	0.17	0.24
p	0.2	-	-	-	-	-	0.25
co ₂	0.1	-	-	-	-	-	0.5
f ₂	-	-	-	-	-	-	0.7
s	-	-	-	-	-	-	0.1
T	+11	+16	+26	+19	+20	+17	+9
t	+5	+14	+22	+10	+9	+14	+1

62. Grå, strökornsrik leptit. 650 m NO höjdpunkt 75.2 (6e), 658520/147290.
Grey leptite, rich in megacrysts.
86. Grå, strökornsrik leptit. 650 m SSO Halvarboda (6e), 658435/147435.
Grey leptite, rich in megacrysts.
429. Grå, strökornsrik leptit. 850 m OSO Halvarboda (6e), 658465/147480.
Grey leptite, rich in megacrysts.
430. Grå, strökornsrik leptit. 850 m SO Halvarboda (6e), 658440/147445.
Grey leptite, rich in megacrysts.
434. Grå, strökornsfattig leptit. 1050 m SV Halvarboda (6e), 658415/147335.
Grey leptite, poor in megacrysts.
446. Grå. strökornsrik leptit. 1350 m NNV Balsna (6e), 658360/147440.
Grey leptite, rich in megacrysts.
447. Grå, strökornsrik leptit. 1350 m NNV Balsna (6e), 658360/147440.
Grey leptite, rich in megacrysts.

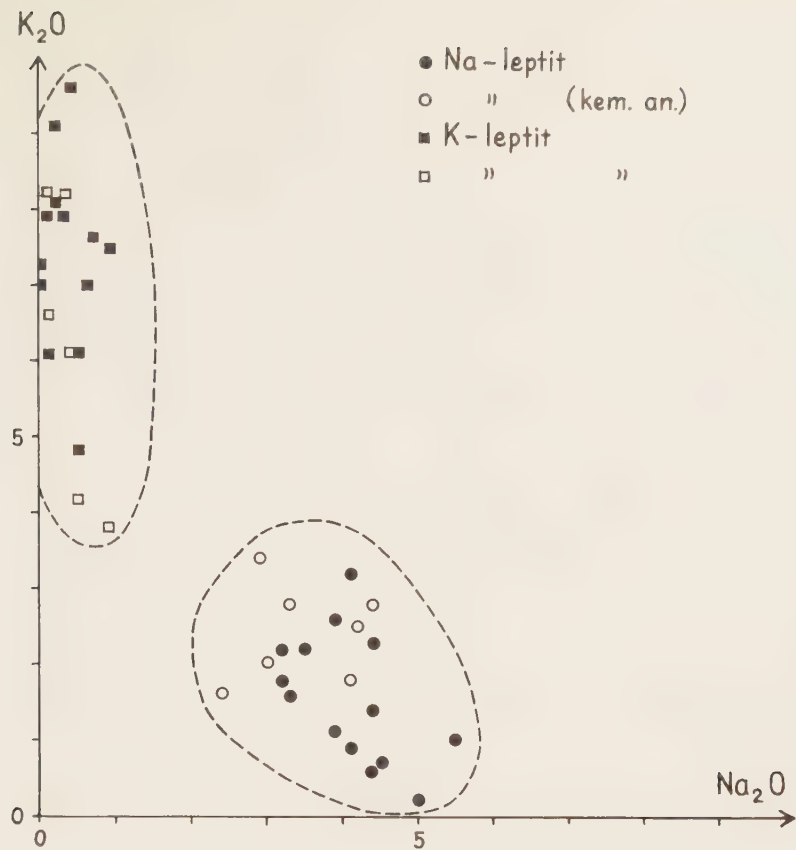


Diagram 1. Na_2O - K_2O diagram (vikts %) för porfyriska natron- och kalileptiter (tab. 1, 2, 10 och 11).
 Na_2O - K_2O diagram (weight %) of porphyritic sodic and potassic leptites (tables 1, 2, 10, and 11).

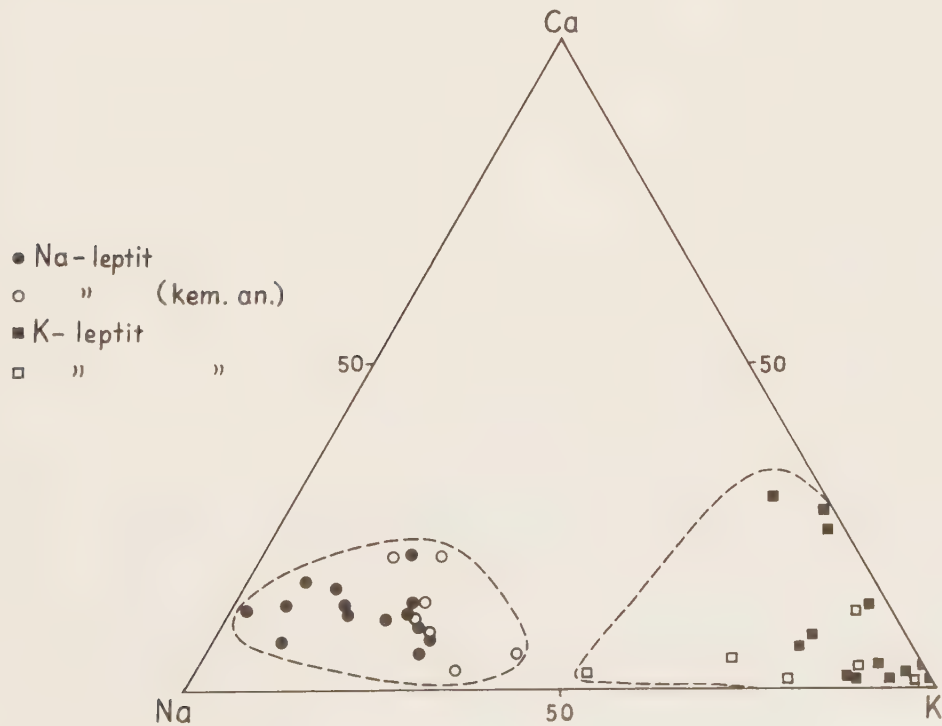


Diagram 2. Ca-Na-K diagram (atomprop.) för porfyriska natron- och kalileptiter (tab. 1, 2, 10 och 11).
Ca-Na-K diagram (atomic prop.) of porphyritic sodic and potassic leptites (tables 1, 2, 10, and 11).

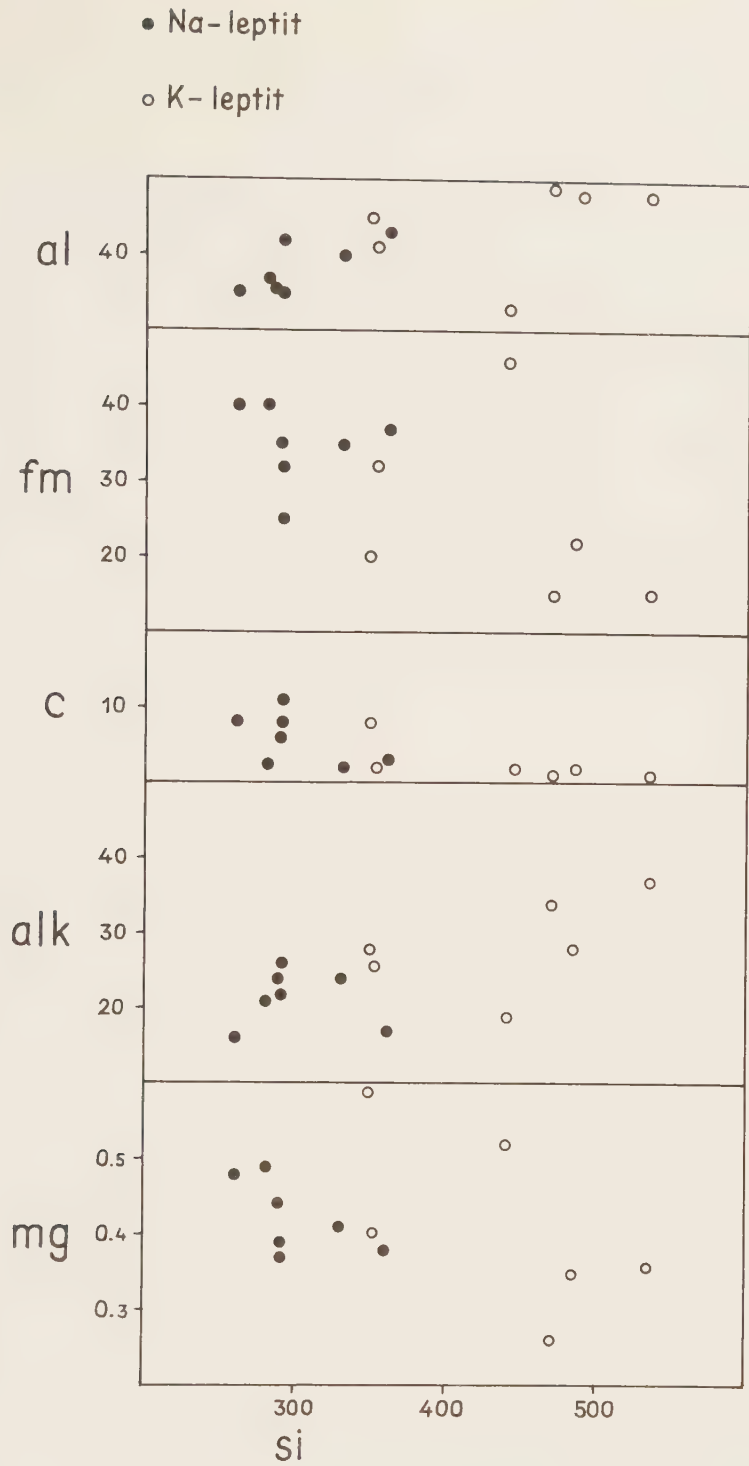


Diagram 3. Niggli-diagram visande al, fm, c, alk och mg mot si för porfyriskas natron- och kalileptiter (tab. 2 och 11).

Niggli-diagram showing al, fm, c, alk, and mg against si of porphyritic sodic and potassic leptites (tables 2 and 11).

Även i diagram 3 ligger punktgrupperna för de båda leptittyperna åtskilda.

Klassificeras natronleptiterna enligt Rittman (1952) finner man att flertalet hamnar inom ryodacit-dacitgrupperna. En mindre del utgöra av kvartslatiter, medan ryoliter är helt underordnade. Att de till synes likartade natronleptiterna hamnar inom flera grupper beror på plagioklasens växlande anortithalt. Vid beräkningarna förs nämligen modal albit till alkalifältspat, medan övrig plagioklas räknas för sig. Gränsen mellan modal albit och plagioklas lägges nästan alltid vid 5 % anortit (jfr Streckeisen 1967), men även 10 % förekommer någon enstaka gång som gräns. Detta innebär i vissa fall för natronleptiternas del, att det är svårt att bestämma till vilken grupp som uppsatt plagioklasmängd skall föras. Rittman anger för övrigt inte vilken av ovannämnda gränser som användes vid klassificeringen.

Bortsett från fragmenten är natronleptiterna till det yttre ofta relativt homogena och uppvisar ingen framträdande lagring eller skiktning. Genom växlande fragmentrikedom och glimmerhalt (främst biotit) kan dock utseendet växla inom olika, oftast diffust avgränsade lager eller zoner. Även strökmängden kan variera och ge upphov till en diffus lagerbyggnad, som dock är svår att upptäcka makroskopiskt.

Skiffrigheten är likaså ej särskilt framträdande utan markeras endast av tunna glimmerpackar. Detta medför att natronleptiterna ofta har ett strimmigt utseende, vilket förstärks genom tunna, ljusa fragment vilka ligger i skiffrighetsriktningen. Vid kraftigare omvandling blir dock skiffrigheten mera markerad. Särskilt vid hög muskovithalt får natronleptiterna då ett flasrigt utseende.

Biotit är annars det dominerande glimmermineralet, och vid kraftig förskiffring kan mineralet uppträda i anseelig mängd, vilket ger de nu behandlade leptiterna en mörkt grå färg.

Natronleptiterna är normalt grå i olika nyanser, men lokalt kan mera rödgrå typer uppträda. Delvis gäller detta dock endast vittrade ytor, ty i friskt brott är leptiterna mer eller mindre utpräglat grå. Genomgående rödaktiga leptiter är mycket sällsynta och har endast noterats i anslutning till listresynformen (jfr tab. 1, nr 97). Den röda färgen beror på en relativt hög halt av mikroklin, vars uppträdande dock är sådant att mineralet till största delen förefaller nybildat.

Natronleptiternas fragment är oftast ljus grå till färgen, vilket gör att de lätt syns på vittraa yta. Till formen är de vanligen långsmala med en svagt rundad kantighet. Mera starkt rundade former är däremot sällsynta. De är oftast strökornsförande samt ansluter sig mineralogiskt och kemiskt nära till de porfyriska natronleptiterna. De strökornsfattiga eller strökornsfria fragmenten är ej lika vanliga och har oftast en mera kvartsitisk prägel. De skulle kunna betecknas som kvartsrika natronleptiter. Motsvarande leptiter i fast klyft har ej observerats inom natronleptitetagen, varför de förefaller ha mindre lokal karaktär än de strökornsförande leptitfragmenten.

Förutom natronleptitfragment förekommer här och var mörkare fragment. Dessa uppträder helt underordnat och är oftast mindre än övriga fragment. Av det yttre att döma består de till allra största delen av metadacit eller amfibolit.

Fragmenten är vanligen oregelbundet fördelade i grundmassan, men kan ibland ansamlas till diffust avgränsade lager eller zoner (jfr ex. Lindroth 1916, Geijer 1936 och Lundegårdh 1956b). Detta gäller särskilt inom natronleptitetagens övre delar, där sådan zoner förekommer tillsammans med mera konglomeratartade horisonter. Dessa markerat fragmentförande leptiter torde lämpligen betecknas som agglomerat. Den porfyriska grundmassan tyder nämligen på att vi har med vulkaniska bergarter att göra. Agglomeraten är delvis intimt förknippade med de epiklastiska konglomeraten och kommer därför att behandlas i anslutning till dessa.

De porfyriska natronleptiterna visar inte bara en jämn övergång till agglomerat utan även till glimmerrika natronleptiter, vilka delvis kan betecknas som glimmerskiffer. Modala analyser av sådana leptiter återfinns i tab. 3. Trots höga glimmerhalter och i vissa fall förekomst av aluminiumrika mineral markeras samhörigheten med de porfyriska natronleptiterna bl.a. genom strökorn och textur. Huruvida dessa glimmerrika leptiter till alla delar återspeglar ursprunglig sammansättning är svårt att avgöra. Möjligheten av metasomatiska processer vid bildandet av dessa bergarter bör inte uteslutas, men torde dock ha en begränsad omfattning.

De porfyriska natronleptiternas struktur är homogen och saknar oftast framträdande skiktning eller lagring (jfr ex. Geijer 1936, s. 12). I mindre skala är strukturen däremot oftast heterogen p.g.a. fragment, strökorn o.dyl. Detta framträder också tydligt vid mikroskopisk undersökning och gäller även om man bortser från eventuella strökorn och

Tabell 3. NATRONLEPTITETAGEN. GLIMMERRIKA NATRONLEPTITER (DELVIS GLIMMERSKIFFER).
Sodic leptite stage. Mica-rich sodic leptites (partly mica-schist).

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, omräknad i vikts % för Na_2O , K_2O och CaO , Niggli-värdet $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na_2O , K_2O and CaO , Niggli value $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	54 u. delen	84	306 matrix	382
Kvarts	25	28	37	37
Plagioklas	31	32	13	26
Kalifältspat	-	2	-	-
Muskovit	16	20	3	14
Biotit	28	-	39	23
Klorit	+	15	-	-
Cordierit	-	+	0.1	-
Andalusit	-	+	6	-
Sillimanit	-	-	0.2	-
Apatit	0.1	+	0.5	+
Zirkon	0.1	0.3	0.1	0.2
Titanit	-	0.1	0.1	-
Flusspat	-	0.1	-	-
Serpentin	-	0.5	-	-
Malm	+	2	1	0.2
Vikts% för Na_2O	3.3	3.4	1.3	2.7
K_2O	3.4	2.8	2.4	2.9
CaO	0.3	0.4	0.7	0.4
$k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$	0.40	0.35	0.54	0.42
Mol % An i plagioklas	7-13	~5	10-12	8
Vanlig kornstorlek	0.05-0.2	0.05-0.2	0.05-1.0	0.08-0.2
Enstaka korn	0.4	0.5		
Strökorn	1.0	0.5-2.0	2.0	2.0

54. Mörkgrå, glimmerrik, strökornsfattig leptit (eg. glimmerskiffer) i kontakt med glimmerkvartsit (tab. 5, nr 54 övre delen). 750 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658320/147260.

Dark grey mica-leptite, poor in megacrysts (mica-schist) in contact with mica-quartzite (table 5, no 54 upper part).

84. Grå, strökornsfattig, fragmentförande leptit. 700 m S Halvarboda (6e), 658425/147405.

Grey fragment-bearing leptite, poor in megacrysts.

306. Mörkgrå glimmerskiffer med natron-leptitfragment. 550 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658340/147260.

Dark grey mica-schist, bearing fragments of sodic leptite.

382. Grå, glimmerrik, strökornsfattig leptit (eg. glimmerskiffer). 400 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658350/147250.

Grey mica-leptite, poor in megacrysts (mica-schist).

fragment. Helt säkert svarar små, för ögat svårupptäckta fragment för en del av de texturella olikheterna. Kraftig förskiffring leder också ibland till heterogen textur. Härigenom bildas nämligen linser med övervägande ljusa mineral, vilka omges av vindlande, delvis sammanhängande biotitstråk.

Grundmassans textur kan således variera betydligt även inom samma slip. Jämnkornig granoblastisk textur, vilken är vanligast, avlöses ofta av partier med mera lepidoblastisk utbildning. Korngränserna är vanligen relativt jämna, men vid kraftig förskiffring uppträder ibland suture-rade kornfogar.

På samma sätt som texturen varierar, och delvis som en följd därav, växlar också kornstorleken kraftigt. De finkornigaste, oftast granoblastiska partierna har kornstorlekar mellan 0.05 och 0.15 mm. Växlingar mellan 0.05 och 0.3 mm är dock ej ovanliga, och grövre, mera heterogena partier uppvisar ofta variationer mellan 0.05 och 0.5 mm. Enstaka korn kan bli större än 0.5 mm, men eftersom denna kornstorlek utgör en ungefärlig undre gräns för strökornen, kan det i sådana fall vara svårt att avgöra det rätta ursprunget.

Strökornen är dock oftast betydligt större, med mått på upp till 5 mm. De består i huvudsak av kvarts och plagioklas, medan egentliga strökorn av kalifältspat saknas. Ansamlingar eller klumpar av biotit, ibland tillsammans med epidot, utgör eventuellt rester av omvandlade mörka mineralströkorn.

Kvarts- och plagioklasströkorn uppträder för det mesta tillsammans. Vanligen dominerar dock kvarts, men ibland kan plagioklas överväga. Redan här kan dock påpekas att en del av plagioklasströkornen förefaller vara sekundära porfyroblaster. Kvartskornen däremot torde till största delen representeras av fenokrister. Som helhet dominerar primära strökorn, och därför bör natronleptiternas textur benämnas blastoporfyrisk (fig. 10).

Kvartsströkornen uppvisar ej sällan mer eller mindre utpräglat idiomorfa former, men oftast är de dock mera rundade. Avrundningen skulle kunna tänkas bero på mekanisk nötning i samband med sedimentation, men troligare är dock att det är fråga om partiell upplösning, resorption, av fenokrister. Detta tyder bl.a. droppformade kristaller på, vilka sannolikt inte har fått sin rundning genom nötning (fig. 11). Genom övergångsformer, där en viss idiomorfi är skönjbar, kan de nämligen visas vara ursprungligen idiomorfa fenokrister. I anslutning till sådana droppfor-

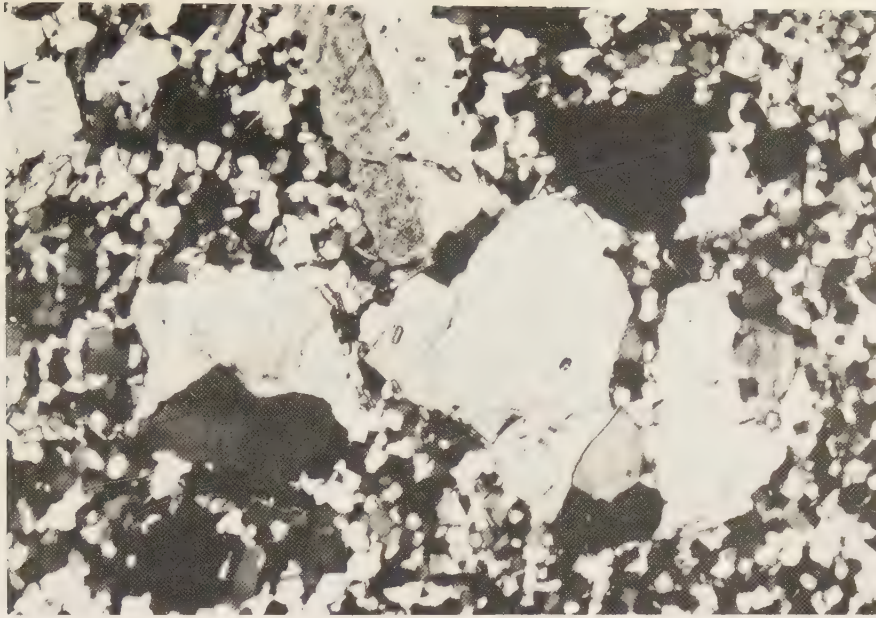


Fig. 10. Blastoporphyrisk textur i natronleptit. 1250 m SSV om Halvarboda (6e). 2 nic., 32 x.

Foto H. Wikman 1972.

Blastoporphyritic texture in sodic leptite.

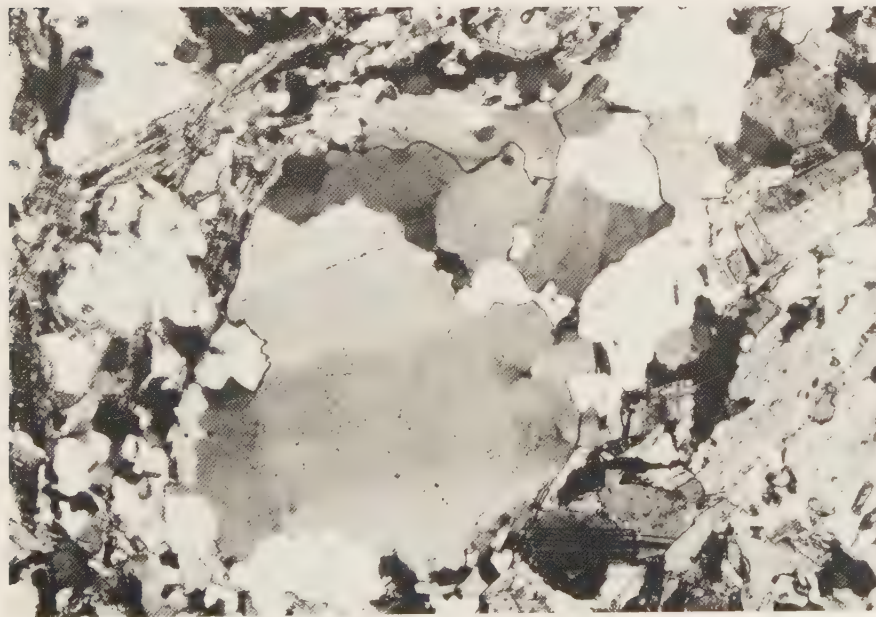


Fig. 11. Droppformad, granulerad kvartsfenokrist i porfyrisk natronleptit. 775 m SSO om höjdpunkt 75.2 (6e). 2 nic., 32 x.

Foto H. Wikman 1972.

Drop-formed, granulated quartz phenocryst in porphyritic sodic leptite.

made ströckorn förekommer även korroderade kvartskorn, vilket ytterligare talar för att vi har med primära ströckorn att göra.

Vid mikroskopering av slipprov av ungvulkaniska bergarter från Geologiska Institutionens samlingar i Lund, har droppformade korn med en viss idiomorfi visat sig vara en mycket vanlig form av kvartsfenokrist. Även i porfyrisk hälleflinta från Grythyttedälet finns sådana fenokrister representerade. Påpekas bör att texturen i nyss nämnda porfyrisk hälleflinta är ignimbritisk (jfr Hjelmqvist 1956, 1961).

Natronleptiternas kvartsfenokrister innehåller ofta inneslutningar. I en del fall rör det sig om tydligt sekundära sådana, uppkomna genom omkristallisation längs sprickor genom kornen. Rundade inneslutningar bestående av flera korn av grundmassestorlek torde emellertid vara primära. De har vanligen ej heller anknytning till sprickor, utan uppträder helt isolerat.

Vid hög förstoring kan man ofta se små, nålformiga inneslutningar av ett mineral som troligen är rutil (jfr fig. 19). Eftersom dessa små nålar ej tycks finnas i grundmassan utan endast i fenokristerna, rör det sig eventuellt om primära inneslutningar. En liknande företeelse omnäms av Bäckström (1897) i beskrivningen över Vestadället. I hälleflintgnejser med delvis korroderade kvartskorn beskrivs nämligen "nålformiga interpositioner af rutil".

Kvartsfenokristerna består ofta av en enda undulös kvartskristall. Kanske ännu vanligare är dock granulerade ströckorn med ofta ojämna och delvis suturerade inre kornfogar (jfr fig. 11). Kornens ytterformer uppvisar dock aldrig sådana ojämnheter. Påpekas bör också att granulerade fenokrister ofta uppträder tillsammans med sådana, som inte undergått någon granulering.

Som framgångevan, kan alltså huvuddelen av kvartsströckornen tolkas som fenokrister, vilka utan eller endast med ringa transport intagit sin plats i grundmassan. För plagioklasströckornens del är det betydligt svårare att bestämma om de är sekundära eller primära. Detta beror inte minst på att typiska former, i likhet med kvartsfenokristernas, saknas. Som redan framhölls i strukturokapitlet, har emellertid både kvarts- och plagioklasströckorn påverkats vid bildandet av Listresynformen. Således har de eventuellt funnits redan innan de primära och sekundära graniterna trängde fram (jfr s. 17). Ytterligare bevis på ett tidigt ursprung får man genom de fragment, som förekommer inom natronleptitetagen.

Som redan påpekats (jfr s. 17) finns strökornsförande och strökornsfria natronleptitfragment tillsammans. Detta tyder på att både kvarts- och fältspatströkorn funnits innan de lokala strökornsförande fragmenten intog sin plats i grundmassan. Hade så icke varit fallet, borde vid en sekundär bildning även de strökornsfria fragmenten erhållit strökorn.

Plagioklasströkorn med tecken på korrosion är mycket sällsynta och förekommer endast i undantagsfall. Däremot är tavelformiga, vid kortändarna svagt rundade strökorn vanliga. Liksom för kvartsfenokristernas del torde rundningen även i detta fall bero på resorption. Liknande fenokrister är också mycket vanliga i ungvulkaniska bergarter. Nämnas bör också, att även i sådana bergarter är idiomorfa och korroderade plagioklasfenokrister ej särskilt vanliga.

De plagioklasströkorn, som kan misstänkas vara fenokrister, har relativt jämna korngränser samt innehåller jämförelsevis få inneslutningar, om man bortser från omvandlingsmineral sådana som sericit och epidot. Inneslutningarna domineras av glimmermineral, medan övriga mineral är sällsynta. Rundade inneslutningar liknande kvartsfenokristernas saknas helt.

Till skillnad från fenokristerna har porfyroblasterna ofta mycket ojämna korngränser samt är ej sällan utfingrande i grundmassan. De är likaså ofta poikiloblastiska och innehåller talrika inneslutningar av framför allt glimmer och kvarts. Kvarts förekommer dessutom i form av infiltrationskvarts. Typiska exempel härpå är maskformiga kvartsfläckar, som mynnar vid kanten av ett strökorn eller skär helt igenom.

Både fenokrister och porfyroblaster uppvisar oftast tvillingbildning i form av albittvillingar. Dessa är oftast polysyntetiska och uppträder ej sällan kombinerade med Karlsbadertvillingar. Albittvillingar uppträder även i enstaka fall i kombination med periklintvillingar. Zonering i egentlig mening tycks inte förekomma hos plagioklas, varken i strökorn eller grundmassa. Endast genom olika sericitiseringsgrad har en diffus zonering kunnat spåras i enstaka fall.

Plagioklasströkornens anortithalt skiljer sig ej nämnvärt från den i grundmassan, och likaså förefaller ej någon markerad skillnad föreligga mellan fenokrister och porfyroblaster. Därför har inte någon uppdelning ansetts nödvändig i tabellerna. Som framgår av dessa är anortithalten låg och varierar mellan ca 5 och 15 %, vilket innebär att plagioklas uppträder som albit eller natronrik oligoklas. Jämfört med kvarts

och plagioklas förekommer kalifältspat helt underordnat. I enstaka fall kan den sistnämnda uppträda som väsentligt mineral, men är då förmodligen delvis nybildad. Kalifältspat som förtränger plagioklas är nämligen en relativt vanlig företeelse. Kalifältspaten uppträder vanligen som mikroklin utan någon nämnvärd pertitbildning. Den pertit, som ibland förekommer är oftast stringpertit med tunna spolformade plagioklaslister.

Som tredje mineral, efter kvarts och plagioklas, uppträder vanligen biotit, ibland i sådan mängd att den bildar ett av huvudmineralen. Den är oftast kraftigt pleokroistisk med α ljus brun och $\beta = \gamma$ mörkt grönbrun. I enstaka fall är $\beta = \gamma$ mera rödbrun till färgen. Optiska bestämningar på biotit av den förstnämnda typen gav i genomsnitt $n_\gamma = 1.646$ samt $2V_\alpha \approx 5^\circ$. Enligt Burekhardt (1943) är detta liktydigt med en lepidomelan, som ligger nära gränsen till järnrik biotit. Den rödbruna biotiten gav något lägre värde för $n_\gamma = 1.630$, vilket innebär en järnrik biotit.

Enligt Hayama (1959) är det i första hand balansen mellan TiO_2 -innehållet och förhållandet mellan Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO som påverkar biotitens färg. Således ger hög TiO_2 -halt ofta rödbrun färg, medan en hög halt av Fe_2O_3 ger grön färg. Grönbruna nyanser erhålles ofta vid intermediära proportioner mellan TiO_2 och Fe_2O_3 .

Biotiten är vanligen delvis eller helt omvandlad till klorit. Vid måttlig omvandling ser man hur denna ofta utgår från biotitens 001-ylor, vilka i de flesta fall ligger parallellt med skiffriheten. Biotitkorn, som skurits vinkelrätt mot dessa ytor, uppvisar således ofta en växling mellan biotit och klorit. Optisk bestämning på klorit med anomal violett interferensfärg gav $n_\gamma = n_\beta = 1.640$ och $2V_\alpha \approx 0^\circ$. Enligt Tröger (1959) innebär detta en järnrik klorit på gränsen mellan proklorit och järnproklorit. Klorit uppträder inte bara som omvandlingsmineral efter biotit, och i viss mån även fältspat och amfibol, utan även som sprickfyllnad (jfr Tröger 1959, del 2, s. 598).

Som omvandlingsprodukt i biotit och klorit förekommer här och var prehnit. Detta mineral uppträder vanligen som tunna linser längs glimmerens spaltplan. Särskilt när linserna är något tjockare, har dessa ej sällan i sin tur uppdelats i linsformade partier. Mineralet är färglöst och har måttlig dubbelbrytning (jfr Hjelmqvist, 1937).

Jämfört med biotit och klorit uppträder muskovit underordnat. Ibland saknas mineralet t.o.m. helt. Det förekommer oftast tillsammans med

biotit eller klorit, men vid ökande halter kan det uppträda mera självständigt. Den höga muskovithalten i nr 84, tab. 3, beror på sericitomvandling av cordierit. Optisk bestämning av muskovit i nr 302, tab. 1, gav $n_\gamma = 1.610$ och $2V_\alpha \approx 38^\circ$, vilket enligt Tröger (1959) är liktydigt med en järnrik muskovit.

Tillsammans med glimmermineralen uppträder ofta epidot, både som grymig omvandlingsprodukt och i form av mera självständiga korn. Ibland har t.o.m. sammanväxning mellan biotit och epidot noterats. Epidoten uppvisar ofta tydlig pleokroism i gulgröna färger och har relativt hög interferensfärg. I enstaka fall förekommer epidotkorn med isotropa kärnor, vilka sannolikt består av ortit (jfr fig. 20).

Av de accessoriska mineralen finns zirkon och apatit i så gott som samtliga prov. Apatit uppvisar vanligen något högre halter än zirkon, och ibland kan dessa t.o.m. uppgå till något över 1 %. Apatit är likaså det mineral, som bildar de största kornen och är mest utpräglat idiomorft. Följaktligen förekommer idiomorfa kristaller mycket ofta, medan däremot helt rundade korn är sällsynta. Vanligaste utbildningsformen torde vara idiomorfa till svagt rundade korn. Apatit förekommer oftast i nära anslutning till glimmermineralen och uppträder även som inneslutning i framför allt biotit.

Det sistnämnda gäller även för zirkon, som är en mycket vanlig inneslutning i biotit. I motsats till apatiten är zirkonkornen oftast rundade, medan idiomorfa kristaller är sällsynta. Zirkonkristallerna är sällan färglösa som apatiten, utan oftast bruna. Den bruna färgen torde delvis bero påbegynnande metamiktisering. Delvis mörkare zirkonkärnor förekommer också ibland, kring vilka ljusare skal av zirkon är uppbyggda.

Zirkonens rundade former skulle för natronleptiternas del kunna tyda på ett sedimentärt ursprung, men undersökningar av bl.a. Hoppe (1962) har visat att rundade zirkoner ej otvetydigt kan användas som bevis på ett sedimentärt ursprung. Rundade former kan uppstå inte bara genom nötning eller korrosion utan även genom störningar i kristallväxten, ofta med en förutvarande zirkon som kärna. Utan en mycket noggrann undersökning av bl.a. formen kan således inga säkra petrogenetiska slutsatser dras.

Titanit är likaså ett accessoriskt mineral, som uppträder i flertalet prov. Färgen är vanligen markant brun, varför järnhalten torde vara hög. Idiomorfa kristaller är vanliga, och även vid liten kornstorlek framträ-

der titanitens typiska form tydligt. Titaniten uppträder ofta i anslutning till malkorn. I nr 83 kan man således se mycket vackra titanitränder runt stora kristaller av magnetit. Förmodligen har vi här att göra med en kelyfitisk struktur, eftersom titaniten till större delen torde vara av sekundär natur.

Järnmalm är f.ö. mycket sparsamt förekommande bland natronleptiterna. Endast spridda kristaller uppträder här och var. De uppmätta malmängderna representerar således inte endast järnmalm utan även kismineral av vilka svavelkis utgör huvuddelen.

Som framgår av tab. 3, tillkommer ibland aluminiumrika mineral. Den cordierit som finns är så gott som helt omvandlad till sericit. Andalusit, däremot, uppträder som stora poikiloblastiska korn med talrika inneslutningar. I nr 306 har även observerats enstaka sillimanitnålar. Förekomsten av andalusit i nr 306 kan tänkas bero på att mineralet bildats ur kvarts och muskovit. Jämfört med övriga prov i tab. 3 är muskovithalten nämligen mycket låg i nr 306. Mot ett sådant bildningssätt talar dock den mycket låga kalifältspathalten (jfr Winkler 1967, s. 74 och 183).

Enligt ovanstående är natronleptiternas mest utmärkande drag den blastoporfyriska texturen, den ringa sorteringsgraden, frånvaron av framträdande lagring eller skiktning, fragmentinnehållet samt den höga plagioklashalten. Allt tyder på att ett rent sedimentärt ursprung förefaller osannolikt. Visserligen skulle man mycket väl kunna tänka sig en gråvacka med samma mineralogiska och kemiska sammansättning, men mot detta talar bl.a. frånvaron av skiktning. Enligt Pettijohn (1957) och Krumbein och Sloss (1958) är nämligen skiktning, och då oftast i form av graded bedding, ett av gråvackornas främsta kännetecken. Vidare saknas de för gråvackor så typiska, skarpt kantiga splittrorna av framför allt kvarts.

I stället tyder mycket i natronleptiternas uppträdande och petrologi på att vi har med pyroklastiska bergarter att göra. Ett effusivt ursprung är däremot mera osannolikt. Natronleptiternas delvis betydande utbredning motsäger nämligen rent fysikaliskt att ursprungsmaterialet skulle ha varit en relativt sur, trögflytande lava. Endast lokalt kan lavar misstänkas ingå i lagerserien. I första hand mycket glimmerfattiga och fenokristrika natronleptiter kan utgöra ursprungliga lavar. Dessa leptiter är dock relativt sällsynta och förefaller ha en lokal prägel.

Formen på sura vulkaniska kroppar har undersökts av bl.a. G.P.L. Walker (1966) på Östra Island. Förhållandet mellan horisontell utbredning och maximitjocklek anges sålunda för lavor till 10-30 och sällan över 100, medan s.k. welded tuffs sällan understiger 300 och t.o.m. kan uppgå till 3000. Undersökningen visar således sura lavors ringa utbredning.

Större delen av natronleptiterna torde därför bestå av i huvudsak pyroklastiskt material, vilket inte minst framgår av det delvis rikliga fragmentinnehållet. Att döma av den låga sorteringsgraden och frånvaron av skiktning förefaller avsättningen i första hand ha ägt rum på land. I varje fall kan man knappast räkna med normal sedimentation i vatten.

Eventuellt kan glödande askmoln ha svarat för materialtransporten, varvid efter avsättningen bildats homogena ignimbriter med ansevärd tjocklek och utbredning. En viss inblandning av vittringsmaterial kan tänkas ha ägt rum under transporten. De flesta av de typiska ignimbritstrukturererna har utplånats vid omvandlingen till leptiter. Uppträdandet i tjocka lager med stor utbredning, frånvaron av skiktning, den ringa sorteringsgraden, förekomsten av fenokrister samt fragmentinnehållet kvarstår dock (jfr Hjelmqvist 1956, 1961 och Ross & Smith 1961).

En annan möjlighet är att natronleptiterna i huvudsak avsatts som tuffer på land. En del av dessa tuffer kan sedan genom slamströmmar (mudflows, lahars) ha uppblandats med vittringsmaterial och åter avsatts, eventuellt i vatten.

Den kemiska sammansättningen lämnar inte någon entydig förklaring på natronleptiternas genos. Således anger Petrojohs (1957, s. 306) analyser av grävackor med i stort samma kemiska sammansättning som natronleptiternas. Även sura vulkaniska bergarter har emellertid ofta liknande kemisk sammansättning, oftast dock med något högre SiO_2 -halt. Så har t.ex. C.A. Andersson (1968) analyserat plagioklasrika ryoliter, tuffer och kvartsporfyrer från centrala Arizona och erhållit sammansättningar som motsvarar natronleptiternas.

Även vid jämförelse med kemiska analyser av natronleptiter från Mellan-sverige (jfr ex. Sundius 1923 och Geijer 1936), finner man att SiO_2 -halten är något lägre för Rinkabyområdet natronleptiter, samtidigt som halterna av Al_2O_3 , CaO och MgO är något högre. Detta kan tyda på att vi dels har med något mera basiska bergarter att göra, dels att inslaget av vittringsmaterial kan vara större.

Det är således först när man korrelerar fältuppträdande och petrografi med den kemiska sammansättningen som några mera säkra slutsatser kan dras. Som framgått ovan, torde natronleptiterna till största delen utgöra omvandlade, i huvudsak pyroklastiska bergarter. Ett visst inslag av vittringsmaterial förefaller dock troligt, vilket styrks även genom närvaron av rent epiklastiska sediment inom etagen.

7.2 Glimmerskiffer

Som framhölls i föregående avsnitt, visar natronleptiterna ofta övergångar till glimmerskifferliknande bergarter, vilka till viss del kan vara resultat av metasomatos. Inom natronleptitetagen förekommer emellertid även glimmerskiffer utan något direkt samband med natronleptit. De uppträder inom hela etagen, men är vanligast inom den av konglomerat och agglomerat dominerade, övre zonen. Vanligen är det fråga om mycket tunna horisonter, som sällan överstiger 5 meters tjocklek. De är ofta svåra att följa i fält, vilket inte bara tycks bero på låg blottningsgrad utan även på att horisonterna är utkilande. Detta gäller f.ö. flertalet av de epiklastiska bergarterna inom den undre avdelningen. Avsättningen kan således misstänkas ha ägt rum i mycket lokala sedimentationsbäcken under korta perioder.

Glimmerskifferarna är ofta typiskt knöliga av cordierit, och som framgår av tab. 4 förekommer också detta mineral i delvis riklig mängd. Vanligen uppträder cordieriten som stora poikiloblastiska korn eller fläckar, vilka genomväver den xenoblastiska grundmassan (fig. 12). Storleken på fläckarna varierar mycket, men mått på upp till 2 cm är dock inte ovanliga. Cordieriten är sällan helt frisk utan uppvisar vanligen begynnande omvandling till sericit och klorit. I mindre mängder uppträder även andalusit och sillimanit, vilka till skillnad från cordieriten är helt friska.

Jämfört med natronleptiterna har skifferarna ungefär lika hög kvartshalt. Plagioklashalten däremot är mycket låg, och kalifältspat saknas nästan helt. Plagioklasens anortithalt är likaså mycket låg, och mineralet uppträder som albit. Utbildningsformen är xenoblastiska korn i grundmassan, men även större poikiloblastiska korn förekommer. Som framgår av de beräknade värdena för alkalioxiderna så är dessa genomgående låga jämfört med natronleptiternas (tab. 1-3). Betecknande är också att K_2O dominerar över Na_2O , som sjunkit till låga värden. Halterna av CaO är likaså mycket ringa.

Tabell 4. NATRONLEPTITETAGEN. GLIMMERSKIFFER.
Sodic leptite stage. Mica-schist.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-count-analys, omräknad i vikts % för Na_2O , K_2O och CaO , Nigglivärdet $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na_2O , K_2O and CaO , Niggli value $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	378	379
Kvarts	35	29
Plagioklas	10	4
Kalifältspat	+	-
Muskovit	5	8
Biotit	27	15
Klorit	6	6
Cordierit	16	36
Andalusit	-	+
Sillimanit	-	0.5
Hornblände	-	+
Apatit	0.1	0.5
Zirkon	0.3	0.2
Titanit	+	-
Malm	0.6	1
Vikts% för Na_2O	1.0	0.4
K_2O	2.0	1.8
CaO	0.2	0.2
$k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$	0.57	0.76
Mol % An i plagioklas ~	5	6-8
Vanlig kornstorlek	0.05-1.0	0.05-1.0
Enstaka korn	3.0	3.0

378. Grå, fragmentförande cordieritglimmerskiffer. 1050 m SSV Halvarboda (6e), 658400/147340.

Grey, fragment-bearing cordierite-mica-schist.

379. Grå cordieritglimmerskiffer. 1250 m SSV Halvarboda (6e), 658385/147340.

Grey cordierite-mica-schist.

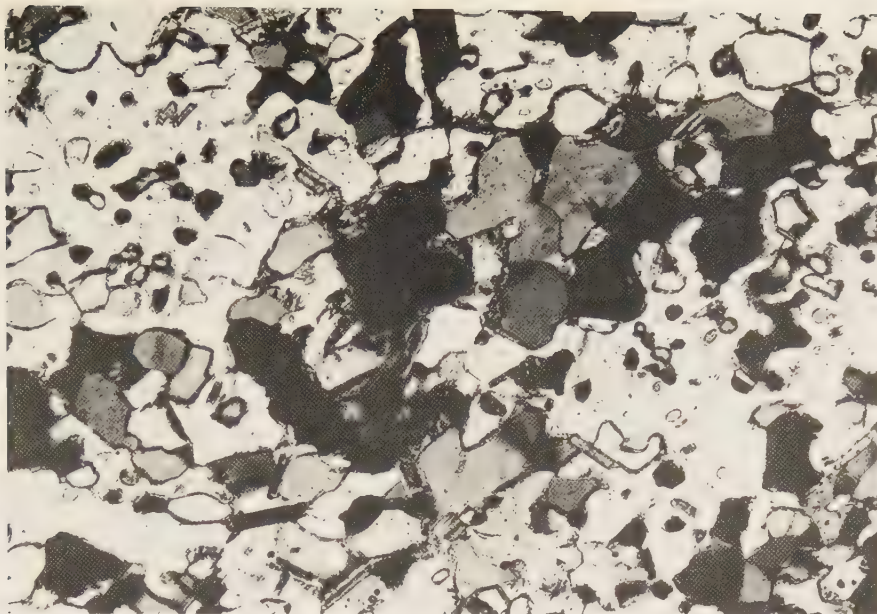


Fig. 12. Cordierit (ljusgrå) med talrika inneslutningar av kvarts och glimmer. 1250 m SSV om Halvarboda (6e). 2 nic., 80 x. Foto H. Wikman 1972.

Cordierite (light grey) with numerous inclusions of quartz and mica.

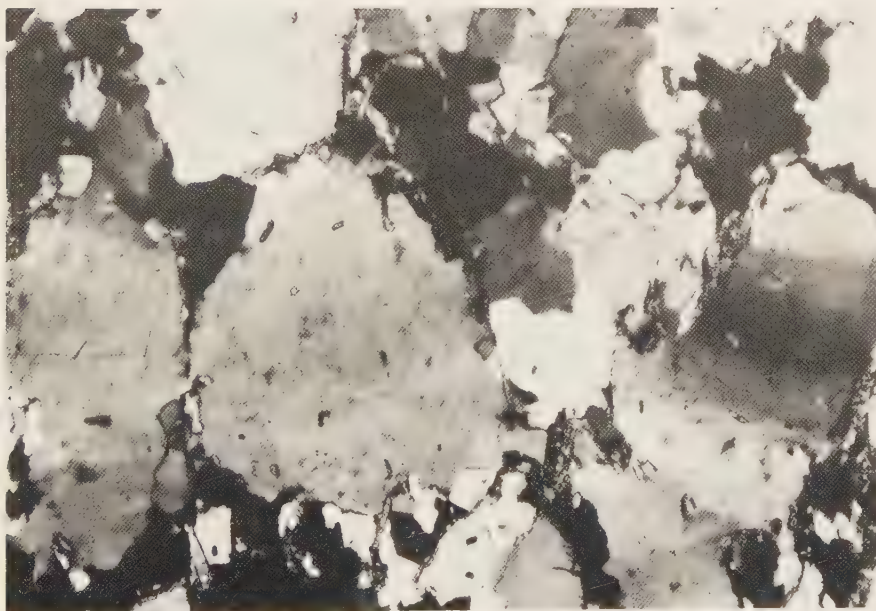


Fig. 13. Klastisk textur i kvartsit med rundade kvartskorn i en finkornigare mellanmassa. 800 m SSO om höjdpunkt 75.2 (6e). 2 nic., 32 x.

Foto H. Wikman 1972.

Clastic texture in quartzite with rounded quartz-grains in a more fine-grained matrix.

Av glimmermineralen dominerar biotit, som ofta delvis är omvandlad till blekgrön klorit. Optisk bestämning på brun biotit i nr 379 gav $n_\gamma = n_\beta = 1.625$ och $2V_\alpha \approx 10^\circ$, vilket är liktydigt med en järnrik meroxen. Det undersökta provets biotit är således något magnesiumrikare än natronleptiternas.

Tillsammans med glimmerskiffrarna förekommer ibland mycket knöliga, nästan konglomeratliknande partier. Knölarna är oftast ett par till 5 cm stora. Vid mikroskopisk undersökning finner man att de består av en fin-kornig glimmermassa (förmodl. sericit), i vilken förekommer en del kvarts- och malmkorn. "Bollarna" omges av stråk med mycket biotit och kvarts. Biotithalten är ofta mycket hög, och mineralet bildar ibland en ren biotitväv. Hur dessa zoner bildats är svårt att säga. Eventuellt kan de primärt ha anlagts genom slumpingrörelser eller glidningar inom ett icke konsoliderat, delvis skiktat sediment.

Inom glimmerskiffrarna har även observerats partier, som är relativt kraftigt hornbländeförande. Slipprov från ett sådant parti visade förutom ett normalt hornblände, vanligen tillsammans med biotit, stora fläckar av cordierit. Dessa innehåller talrika inneslutningar av kvarts, malm och apatit. Analys av en sådan cordieritfläck gav 42 % cordierit, 32 % kvarts, 10 % biotit, 6 % apatit, 6 % malm samt något hornblände och zirkon. Kvarts förekommer inte bara som inneslutning, utan uppträder även sammanväxt med cordierit. Anmärkningsvärd är vidare den höga apatithalten.

Glimmerskiffrarnas uppträdande inom den i huvudsak vulkaniska natronleptitetagen representerar förmodligen endast korta episoder i den geologiska utvecklingen. De har förmodligen avsatts som tunna vittringssediment i grunda, lokala bäcken. Den rikligare förekomsten inom natronleptitetagens övre, delvis epiklastiskt dominerade del stöder också deras sedimentära ursprung.

7.3 Glimmer- och plagioklaskvartsiter

Inom den sedimentbetonade övre delen av natronleptitetagen förekommer på flera ställen kvartsitiska bergarter, vilka till stor del torde representera epiklastiska sediment. De uppträder oftast som mycket tunna lager, men vid gränsen mot kalileptitetagen anstår åtminstone en mäkti-

gare horisont. Tunna kvartsitlager förekommer f.ö. sparsamt inom hela natronleptitetagen. Huruvida dessa sistnämnda kvartsiter representerar epiklastiska sediment eller inte är svårt att avgöra. Till en viss del kan de tänkas vara omvandlade flintlager.

Den mäktigare kvartsit, som anstår längs Listresynformens södra skänkel, är 25-50 meter bred och uppvisar stor uthållighet i strykningens riktningen. Som framgår av berggrundskartan, anstår ungefär lika mäktiga kvartsiter strax öster om N. Listre, ca 500 m norr om punkt 75.2 samt ca 1 km öster om Halvarboda. På grund av den ringa blottningsgraden har dessa förekomster ej kunnat sinsemellan knytas samman, ej heller har de kunnat anknytas till den södra kvartsiten. Förmodligen representerar de dock samma stratigrafiska nivå, även om utbildningen är något annorlunda i norr än i söder.

Modala analyser av kvartsiter ges i tabell 5, medan i tabell 6 redovisas kemiska analyser av kvartsit. Egentliga ortokvartsiter representeras endast av nr 298, medan övriga är mer eller mindre fältspat- eller glimmerrika övergångsbergarter till kvartsit. Vid jämförelse mellan nr 298 och nr 103 finner man att sistnämnda prov innehåller mindre kvarts och glimmer men mera fältspat. Den relativt höga halten av plagioklas återspeglar förmodligen ursprunglig sammansättning. Kalifältspaten däremot verkar delvis nybildad, vilket kan bero på inverkan från det mycket närliggande gnejsgranitstråket söder om sjön Värningen.

Kvartsiterna är oftast mycket ljusa till färgen, men vid ökande halt av främst biotit blir färgnyanserna vanligen mörkare. Glimmer har också ofta anrikats till vissa bestämda skikt, men dessa är ofta otydliga och ger inte upphov till någon distinkt framträdande skiktning. Typiska skiktstrukturer i form av korsskiktning har ej heller observerats. Inom en motsvarande kvartsithorisont på NO-bladet rapporterar dock Gorbatshev (1969, s. 513) förekomst av korsskiktning. Även dessa strukturer får emellertid anses som något osäkra och till en viss del bildade på tektonisk väg. Påpekas bör också att inom Rinkabyområdet har observerats småveckning av glimmerrika skikt i kvartsit (jfr s. 20), vilket ytterligare försvårar tolkningen av skiktstrukturer.

Genom omkristallisation har även kvartsiternas klastiska textur till stor del utplånats. I stället har vi fått kristalloblastiska texturer med starkt undulösa, delvis suturerade kvartskorn. Tydligt epiklastisk textur förekommer emellertid här och var. Speciellt är detta fallet inom

Tabell 5. NATRONLEPTITETAGEN. GLIMMER- OCH PLAGIOKLASKVARTSITER.
Sodic leptite stage. Mica- and plagioclase-quartzites.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, omräknad i vikts % för Na_2O , K_2O och CaO , Niggli värdet $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na_2O , K_2O and CaO , Niggli value $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An in plagioclase and grain size in mm.

Provnummer	54 ö. delen	301	298	328	104	103
Kvarts	62	67	86	64	49	69
Plagioklas	4	5	+	22	15	11
Kalifältspat	0.6	1	0.8	-	13	13
Muskovit	10	7	9	5	14	2
Biotit	23	20	3	0.5	3	3
Klorit	-	-	0.2	7	5	0.9
Apatit	-	-	+	-	+	0.1
Zirkon	0.1	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4
Titanit	-	-	-	+	-	-
Malm	0.4	+	1	0.8	1	0.5
Vikts% för Na_2O	0.4	0.6	0.0	2.4	1.5	1.1
K_2O	2.6	2.1	1.4	0.6	3.8	2.6
CaO	0.1	0.3	0.0	0.2	0.3	0.2
$k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$	0.82	0.68	~1	0.13	0.63	0.61
Mol % An i plagioklas	~10	~10	10	5-8	10-12	10-13
Vanlig kornstorlek	0.1	0.05-0.2	0.1-3.0	0.05-0.4	0.05-0.2	0.05-1.0
Enstaka korn	0.3		5.0	0.7		

54. Grå glimmerkvartsit i kontakt med glimmerrik natronleptit (jfr tab. 3, nr 54). 750 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658320/147260.
Grey mica-quartzite in contact with mica-rich sodic leptite (cf. table 3, no 54).

301. Grå glimmerkvartsit (samma horisont som nr 54). 750 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658315/147265.
Grey mica-quartzite (same horizon as no 54).

298. Ljusgrå kvartsit. 800 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e). 658315/147265.
Light grey quartzite.

328. Ljusgrå plagioklaskvartsit. 300 m ONO N.Listre (6e), 658450/147125.
Light grey plagioclase-quartzite.

104. Grå fältspatkvartsit. 700 m NNO höjdpunkt 75.2 (6e), 658455/147205.
Grey feldspar-quartzite.

103. Ljusgrå kvartsit (jfr tab. 6, nr 103). 700 m NNO höjdpunkt 75.2 (6e), 658455/147205.
Light grey quartzite (cf. table 6, no 103).

Tabell 6. NATRONLEPTITETAGEN. KVARTSITER.
Sodic leptite stage. Quartzites.

Kemiska analyser i vikts % (- ej bestämd), CIPW-norm, katjon %, anjoninnehåll (på 100 katjoner) och Niggli värden.

Chemical analyses in weight % (- not determined), CIPW-norm, cation %, anion contents (for 100 cations) and Niggli values.

Analysnummer	103	396		103	396
Vikts %			CIPW-norm		
SiO ₂	89.6	90.6	Q	74.0	83.2
TiO ₂	0.06	0.12	C	0.8	2.8
Al ₂ O ₃	5.2	4.7	Or	14.8	9.5
Fe ₂ O ₃	0.0	0.1	Ab	7.7	0.8
FeO	0.6	0.7	An	0.6	0.1
MnO	0.01	0.01	En	0.8	1.3
MgO	0.3	0.5	Fs	1.0	1.0
CaO	0.1	0.1	Mt	-	0.1
Na ₂ O	0.9	0.1	Il	0.1	0.2
K ₂ O	2.5	1.6	Ap	-	0.1
H ₂ O >105°C	0.01	0.6	Pr	-	0.1
H ₂ O <105°C	0.2	0.2	Pr	-	0.0
P ₂ O ₅	0.01	0.03	Summa	99.8	99.2
CO ₂	0.01	0.01			
F	-	0.04			
S	0.01	0.01			
BaO	0.08	0.01			
Summa	99.59	99.22			
- O för F, S	-	0.02			
Korr. summa	99.59	99.20			
Katjon %			Niggli värden		
Si	88.0	90.6	si	1353	1673
Ti	0.0	0.1	qz	+1104	+1491
Al	6.0	5.5	al	46	51
Fe ³⁺	0.0	0.1	fm	14	26
Fe ²⁺	0.5	0.6	c	2	2
Mn	0.0	0.0	alk	37	21
Mg	0.4	0.7	mg	0.47	0.52
Ca	0.1	0.1	k	0.64	0.91
Na	1.7	0.2	tl	0.7	1.7
K	3.2	2.0	h	10	49
P	0.0	0.0	w	0.0	0.1
C	0.0	-	p	0.0	0.2
Ba	0.0	0.0	co ₂	0.0	-
Summa	99.9	99.9	f ₂	-	0.23
Anjoninnehåll			s	0.0	0.33
O	189	189	T	+9	+30
OH	0.0	5	t	+7	+28
F	-	0.1			
S	0.0	0.0			
Summa	189	194			

103. Ljusgrå kvartsit. 700 m NNO höjdpunkt 75.2 (6e), 658455/147205.
Light grey quartzite.

396. Ljusgrå kvartsit. 750 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658320/147260.
Light grey quartzite.

det södra kvartsitstråket, där bergarten delvis är ganska grovkornig. Den kan representeras av nr 298, som består av rundade kvartskorn i en glimmerrikare och finkornigare mellanmassa (fig. 13). Under mikroskopet är den klastiska texturen delvis maskerad genom granulering och suture-ring. Bäst framträder den i en sågad stuffyta eller genom att man håller upp ett slipprov mot ljuset.

Förutom kvarts innehåller kvartsiterna oftast varierande mängder av fältspat. Endast det kvartsrika provet 298 saknar nästan helt fältspat. Plagioklasens anortithalt är oftast låg, och mineralet uppträder som albit eller natronrik oligoklas. Det förekommer sällan som helt klara korn utan är mer eller mindre sericitiserat. Kornstorleken är oftast mindre än för kvarts, vilket gäller även för kalifältspaten, vilken uppträder som mikroklin. Pertitisk kalifältspat är däremot relativt sällsynt. Mikroklinen har ibland nybildats och innehåller rundade rester av kvarts och plagioklas.

Glimmer, som oftast bildar mellanmassa till kvarts och i någon mån fältspat, uppträder både i form av muskovit och biotit. I väsentlig mängd synes biotit dock ej förekomma i de egentliga kvartsiterna utan endast i övergångsbergarter därtill. Mineralet uppvisar vanligen kraftig pleokroism i grönbruna färger. Pleokroistiska gårdar runt små zirkonkorn är mycket vanliga. Biotiten är ibland helt eller delvis omvandlad till klorit, och särskilt är detta fallet i de prov, som tagits nära gnejsgranitmassivet i norr.

Som accessoriska mineral tillkommer zirkon samt ringa mängder av apatit och malm. Zirkon uppträder vanligen som mycket små rundade korn med storlekar omkring 0.01-0.05 mm. I enstaka fall förekommer dock zirkoner med mått på omkring 0.1 mm. Även dessa större, delvis zonerade korn är oftast rundade, men genom autigen tillväxt förekommer någon gång delvis idiomorfa former. Zirkonerna syns inte vara knutna till några bestämda lager utan uppträder oregelbundet, oftast i anslutning till glimmer. Detsamma gäller f.ö. den ringa mängd apatit och den malm, som uppträder i vissa prov. Apatitkornen är ej fullt så små som zirkonkornen, men uppvisar i stort sett samma grad av rundning. Beträffande malmen, slutligen, kan sägas att den oftast uppträder som impregnationsmineral i anslutning till biotit. Endast i mindre mängd förekommer distinkta malmkorn.

Som framgått ovan, torde flertalet kvartsiter representera epiklastiska sediment. Större delen verkar dock ha avsatts under relativt korta sedi-

mentationsperioder, men för de mäktigare kvartsiterna måste något längre tidsintervall ha erfordrats. I synnerhet gäller detta den mäktiga kvartsit som bildar gräns mellan natron- och kalileptitetagen. Den stora utställigheten gör det vidare troligt att avsättningen ägt rum i ett större bäcken. Var materialet till kvartsiterna hämtats ifrån är svårt att avgöra, men till en del verkar det komma från de porfyriska natronleptiterna.

Indikationer härpå fås i de grova kvartsiterna med en kornstorlek på omkring 2 mm. Denna kornstorlek stämmer nämligen väl överens med genomsnittet för natronleptiternas kvartsfenokrister. Vidare uppvisar kvartskornen ofta liknande rundade former som kvartsfenokristerna. Någon genomgripande vittring behöver inte ha ägt rum före avsättningen, utan fenokristerna kan tänkas ha lösts ut på ett tidigt stadium, innan vulkaniterna hunnit helt konsolideras. Den snabba växlingen mellan epi- och pyroklastiska avlagringar inom natronleptitetagens övre del stöder också detta antagande. Vidare tyder den höga plagioklashalten i vissa prov på att kvartsiternas detritusmaterial delvis är av relativt lokal natur. Sannolikt ingår dock i kvartsiterna även hårdvittrat material från mera avlägsna terränger, vilka till stor del uppbyggts av sura, förmodligen granitiska bergarter.

7.4 Agglomerat och konglomerat

Det mest framträdande draget inom natronleptitetagens övre del är förekomsten av fragmentbergarter. Dessa uppträder mera koncentrerat inom två zoner, vilka i sin tur kan delas upp på ett flertal horisonter. Oftast rör det sig dock inte om egentliga horisonter utan endast om linsformade partier inom en och samma zon. Tillsammans med fragmentbergarterna uppträder porfyrisk natronleptit, glimmerskiffer, kvartsit och metabasitlager. Sammanlagda mäktigheten på fragmentzonerna uppgår inom Rinkabyområdet till omkring 250 meter.

Två huvudtyper av fragmentbergarter kan urskiljas, nämligen agglomerat och konglomerat. De förra är i huvudsak av pyroklastisk natur, och som framhölls under 7.1 övergår fragmentförande leptit ofta i sådana bergarter. Fragmenten har samma sammansättning och utseende som inom natronleptiterna och domineras således av relativt kantiga, oftast svagt linsformade natronleptitfragment, med eller utan ögon. Att fragment av olika

Tabell 7. NATRONLEPTITETAGEN. KONGLOMERAT.
Sodic leptite stage. Conglomerate.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, omräknad i vikts % för Na_2O , K_2O och CaO , Niggli-värdet $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na_2O , K_2O and CaO , Niggli value $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	58 Matrix	58 Boll	64 Matrix	64 Boll
Kvarts	31	43	53	72
Plagioklas	29	41	9	14
Kalifältspat	2	2	4	2
Muskovit	-	0.5	16	5
Biotit	37	13	18	7
Apatit	-	+	0.1	-
Zirkon	0.7	0.2	0.2	+
Malm	+	0.2	+	+
Vikts% för Na_2O	3.0	4.1	0.9	1.5
K_2O	2.3	1.1	3.6	1.4
CaO	0.5	1.0	0.1	0.3
$k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$	0.33	0.15	0.72	0.38
Mol % An i plagioklas	~10	10-15	7-10	10-12
Vanlig kornstorlek	0.08-0.15	0.05-0.1	0.1-0.4	0.1-0.2
Enstaka korn	0.3			

58. Konglomerat med ljusa linsformade bollar. 700 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658330/147270.
Conglomerate with light lens-formed balls.

64. Konglomerat med ljusa linsformade bollar. 350 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658350/147235.
Conglomerate with light lens-formed balls.

typ uppträder är viktigt inte bara för bestämning av strökornens genes (jfr s. 17) utan även för bestämning av agglomeratens ursprung. Oliktartade fragment utesluter nämligen ett rent deformationellt bildnings sätt. Fragmentens något utplattade former antyder dock att en viss deformation kan ha drabbat suprakrustalkomplexet. Som framgår av fig. 14 (jfr Gorbatshev 1969, s. 510), är sorteringsgraden låg och fragmenten varierar i storlek från mindre än en centimeter till några decimeter. Enligt Blyth (1940) som klassificerat storleken av vulkaniska fragment innebär detta lapilli och block. Grundmassan är densamma som hos natronleptiterna, och agglomeraten kan därför antas representera mera aktiva perioder av vulkanism.

Inom de fragmentförande zonerna uppträder förutom agglomerat även bergarter, som måste betecknas som konglomerat. Dessa är inom Rinkabyområdet oftast oligomikta (fig. 15). Polymikta konglomerat däremot är underordnade. Inom den fragmentförande zonens fortsättning åt öster, inom Glanshammarområdet, är dock polymikta konglomerat ej ovanliga (fig. 16, jfr Gorbatshev 1969, s. 509). Förutom stora, rundade kvartsitfragment förekommer i de polymikta konglomeraten olika typer av natronleptit samt glimmerskiffer- och metabasitfragment.

Skillnaden mellan agglomerat och oligomikta konglomerat är ofta ej särskilt framträdande, vilket främst beror på att en del av bollmaterialet är föga rundat. Vissa fragmentbergarter torde också representera övergångar mellan ovannämnda huvudtyper. För sådana bergarter torde termen vulkaniskt konglomerat vara tillämplig i en del fall (jfr Lundegårdh 1956a). För de mera typiska konglomeraten framträder särskilt den ökade frekvensen av runda kvartsitiska fragment. Vidare är konglomeraten bättre sorterade, samtidigt som ingående natronleptitfragment likaledes är bättre rundade. Grundmassan saknar dessutom strökorn samt har en betydligt högre kvartshalt än i agglomeraten. Detta framgår av nr 64 i tab. 7, där både matrix och fragment är kvartsrika. Nr 58, däremot, är taget inom en zon med vulkaniska konglomerat, vilket också återspeglas av grundmassans höga plagioklashalt. Det fragment, som analyserats i nr 58, torde närmast motsvara den vanligaste typen av kvartsrika, strökornsfria natronleptitfragment inom natronleptitetagen.

Som visats ovan växlar alltså agglomerat och konglomerat snabbt inom fragmentzonerna. Detta tyder på att samtidigt som de epiklastiska sedimenten i form av konglomerat, glimmerskiffer och kvartsit avsattes, så var den vulkaniska aktiviteten mycket hög. Förekomsten av konglomerat

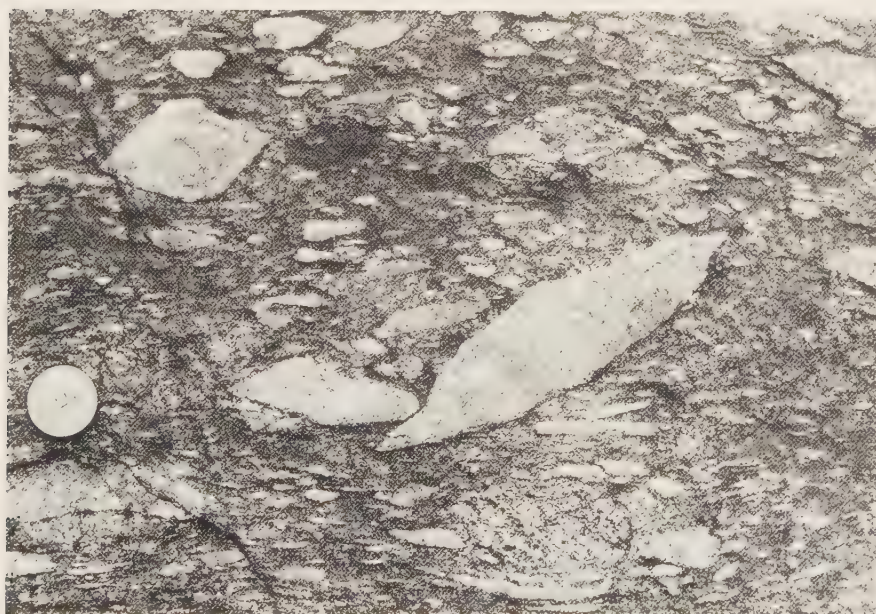
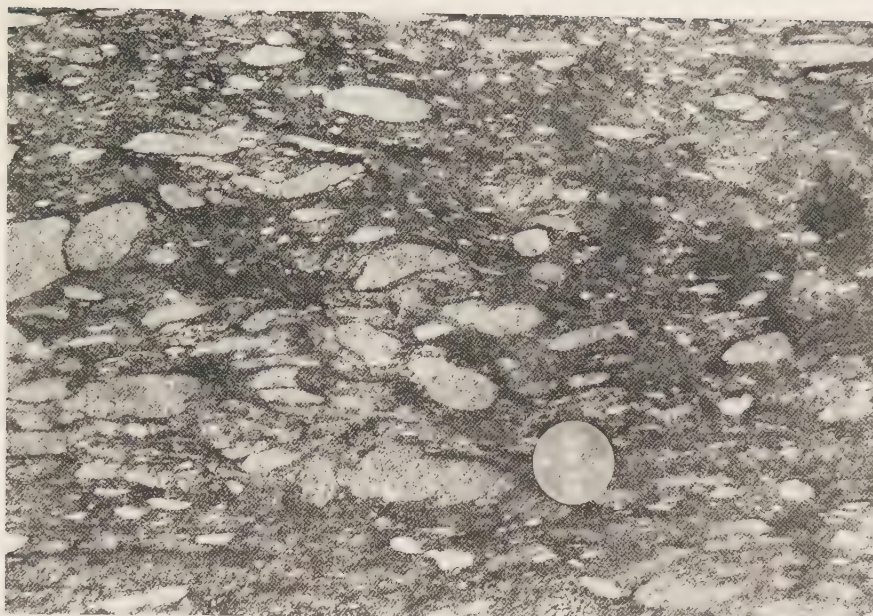


Fig. 14 a, b. Agglomerat från natronleptitetagens fragmentzon.
1600 m OSO om höjdpunkt 75.2 (6e). Foto H. Wikman 1970.
Agglomerate from the fragment-zone of the sodic leptite stage.

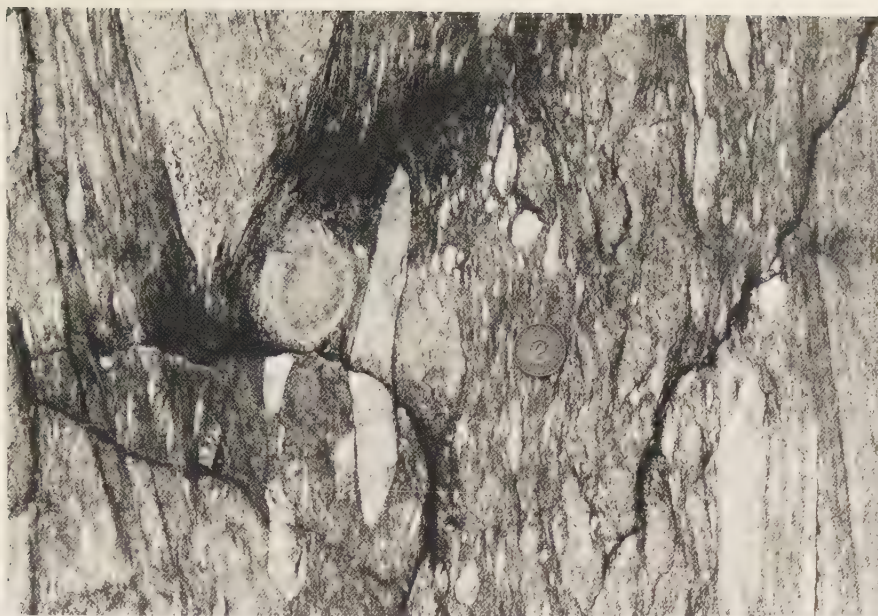


Fig. 15. Oligomikt konglomerat från natronleptitetagens fragmentzon. 1600 m OSO om höjdpunkt 75.2 (6e).

Foto H. Wikman 1970.

Oligomict conglomerate from the fragment-zone of the sodic leptite stage.



Fig. 16. Polymikt konglomerat från natronleptitetagens fragmentzon. 500 m SV om Fiskartorpet (7f), Örebro NO.

Foto H. Wikman 1972.

Polymict conglomerate from the fragment-zone of the sodic leptite stage.

tyder vidare på att terrängen i omgivningen vid fragmentkomplexets avsättning kan ha varit relativt kuperad. Konglomeraten torde av denna anledning inte representera några längre tidsperioder med genomgripande vittring, utan avsättningen har förmodligen skett relativt snabbt i relativt grunt, sannolikt strömmande vatten. Härpå tyder det intima sambandet med agglomerat, vilka förmodligen helt eller delvis avsatts på land samt förekomst av strömskiktning i kvartsit (Gorbatshev 1969) inom det närbelägna Käglenområdet.

7.5 Metabasiter

Karaktéristiskt för natronleptitetagen är också den delvis rikliga förekomsten av basiska inlagringar. Dessa uppträder parallellt med skiffrigheten och kan i vissa fall följas långa sträckor i strykningsriktningen. Mäktigheterna är endast sällan mer än 25 m, men eftersom inlagringarna utgör ett karaktéristiskt inslag i berggrunden, har mäktigheterna överdrivits på berggrundskartan.

De flesta av metabasiterna är finkorniga, mörkt grå, skiffriga eller stängliga bergarter. Här och var tillkommer makroskopiskt synliga granatporfyroblaster, liksom i enstaka fall små plagioklasströkorn. Som framgår av tab. 8 och 9, är flertalet metabasiter relativt kvartsrika. Likaså är plagioklashalten hög jämfört med halten av amfibol.

Texturen är vanligen jämnkornig och grano- till lepidoblastisk, men kraftigare omkristalliserade former har en mera ojämn textur med delvis idioblastiska hornbländekristaller i en ojämnkornig xenoblastisk mellanmassa. I vissa fall förekommer små strökorn av plagioklas, varvid texturerna delvis är blastoporfyriska. I prov 57 uppträder även enstaka stora, poikilistiska porfyroblaster av granat.

Plagioklasen är förhållandevis anortitfattig och ligger mellan ungefär 20-30 % An både i grundmassa och strökorn. Glimmer uppträder i huvudsak som biotit, vilken ibland förekommer i riklig mängd. Amfibol uppträder i huvudsak som hornblände med pleokroism i gröna till grönbruna färger. I vissa fall är hornbländet kraftigt omvandlat till aggregat av biotit, klorit och kvarts. Analys av hornblände i nr 57 gav $2 V_{\alpha} = 80^{\circ}$ och dubbelbrytningen 0.023.

Tabell 8. NATRONLEPTITETAGEN. METABASITER.
Sodic leptite stage. Metabasites.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, mol % An
i plagioklas och kornstorlek i mm.
Mineral composition in vol.% according to point-count analysis,
mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	57	102	289	290
Kvarts	15	14	21	16
Plagioklas	28	41	34	23
Mikroklin (pertitisk)	2	-	-	-
Muskovit	-	+	+	-
Biotit	32	6	23	+
Klorit	-	-	7	2
Epidot	-	-	-	0.2
Hornblände	20	19	10	51
Cummingtonit	-	9	-	-
Granat	1	-	-	-
Apatit	1	6	3	3
Zirkon	-	0.3	-	0.3
Titanit	-	-	0.3	-
Kalcit	0.3	-	-	-
Malm	1	5	2	5
Mol % An i plagioklas	30	25	20	~25
Vanlig kornstorlek	0.04-0.15	0.05-0.2	0.05-0.3	0.05-0.5
Enstaka korn		0.5	0.5	
Strökorn	~0.5		~0.5	

57. Mörkgrå, granatförande metabasit (jfr tab. 9, nr 57). 1600 m OSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658340/147350.
Dark grey, garnet-bearing metabasite (cf. table 9, no 57).
102. Gröngrå metabasit (jfr tab. 9, nr 102). 700 m NNO höjdpunkt 75.2 (6e), 658455/147205.
Greenish grey metabasite (cf. table 9, no 102).
289. Mörkt gröngrå metabasit. 1350 m NNW Balsna (6e), 658360/147445.
Dark greenish grey metabasite.
290. Mörkt gröngrå metabasit. 1350 m NNW Balsna (6e), 658355/147445.
Dark greenish grey metabasite.

Tabell 9. NATRONLEPTITETAGEN. METABASITER.

Sodic leptite stage. Metabasites.

Kemiska analyser i vikts % (- ej bestämd), CIPW-norm, katjon %, anjoninnehåll (på 100 katjoner) och Niggli värden.

Chemical analyses in weight % (- not determined), CIPW-norm, cation %, anion contents (for 100 cations) and Niggli values.

Analysnummer	57	102	432
SiO ₂	57.7	59.0	52.0
TiO ₂	1.3	1.4	0.9
Al ₂ O ₃	15.1	13.8	12.9
Fe ₂ O ₃	2.8	3.5	2.2
FeO	10.4	9.7	9.6
MnO	0.27	0.25	0.22
MgO	2.4	2.9	7.0
CaO	4.9	4.1	9.7
Na ₂ O	2.3	3.6	1.9
K ₂ O	1.8	0.9	0.6
H ₂ O >105°C	0.6	0.6	1.3
H ₂ O <105°C	-	-	0.3
P ₂ O ₅	-	-	0.11
CO ₂	-	-	0.02
F	-	-	0.03
S	-	-	0.20
BaO	0.05	0.04	0.01
Summa	99.62	99.79	99.08
- O för F, S	-	-	0.11
Korr. summa	99.62	99.79	98.97

CIPW-norm

Q	16.5	15.9	6.2
C	0.4	-	-
Or	10.7	5.3	3.6
AB	19.5	30.5	16.2
An	24.5	18.9	25.1
Wo	-	0.7	9.4
En	6.0	7.2	17.6
Fs	15.1	13.1	14.4
Mt	4.2	5.1	3.2
Il	2.5	2.7	1.8
Ap	-	-	0.3
Fr	-	-	0.0
Pr	-	-	0.4
Co	-	-	0.0
Summa	99.4	99.4	98.2

Tabell 3. (forts.)

Analysnummer	57	102	432
Kation %			
Si	55.9	56.7	50.4
Ti	0.9	1.0	0.7
Al	17.2	15.6	14.7
Fe ³⁺	2.1	2.5	1.6
Fe ²⁺	8.4	7.8	7.3
Mn	0.2	0.2	0.2
Mg	3.5	4.2	10.1
Ca	5.1	4.2	10.1
Na	4.3	6.7	3.6
K	2.2	1.1	0.7
F	-	-	0.1
C	-	-	0.0
Ba	0.0	0.0	-
Summa	99.8	100.0	100.0
Anjoninnehåll			
O	161	161	152
OH	4	4	10
F	-	-	0.1
S	-	-	0.4
Summa	165	165	163
Nigglivärden			
si	179	185	128
qz	+37	+34	+6
al	28	26	19
fm	46	48	50
c	16	14	26
alk	10	13	5
mg	0.24	0.28	0.51
k	0.33	0.14	0.17
ti	3.0	3.3	1.7
h	6	6	13
n	0.20	0.25	0.17
p	-	-	0.11
co ₂	-	-	0.06
f ₂	-	-	0.22
s	-	-	0.91
T	+17	+13	+13
t	+1	-1	-12

57. Mörkgrå metabasit. 1600 m OSO höjdpunkt 75.2 (6e),
658340/147350.
Dark grey, garnet-bearing metabasite.
102. Gröngrå metabasit. 700 m NNO höjdpunkt 75.2 (6e),
658455/147205.
Greenish grey metabasite.
432. Gråsvart metabasit. 1000 m SV Halvarboda (6e),
658410/147345.
Greyish black metabasite.

I prov nr 102 uppträder tillsammans med och delvis sammanvärt med hornblände en svagt färgad cummingtonit, som uppvisar vackra tvillingbildning (jfr Eskola 1950 och Seitsaari 1952).

Halterna av amfibol är oftast så låga, att metabasiterna endast i undantagsfall kan benämnas amfibolit. Ett exempel på en sådan metabasit är emellertid nr 290 där mängden hornblände överstiger 50 %. Observera att biotit nästan helt saknas i detta prov, till skillnad från de hornbländefattigare där mineralet ibland utgör en huvudbeståndsdel.

Av de accessoriska mineralen uppträder apatit i anmärkningsvärt stora mängder. Nr 102 innehåller således inte mindre än 6 %. I en del fall är mineralet idiomorft, men vanligast är något rundade eller avbrutna prismatiska korn. Apatiten uppträder i nr 102 ibland som inneslutning i kismineral. Malmen domineras f.ö. i samtliga slipprov av svavelkis. Järnmalm är däremot mera sällsynt.

Klassificerar man metabasiterna enligt Rittman (1952) finner man att flertalet utgörs av kvartsbasalter. Mera basiska basalter representeras av nr 432, som är en andesinbasalt. Bland metabasiterna uppträder även sådana som är surare och som tillhör dacitgruppen.

Karakteristiska drag hos flertalet metabasiter är deras intima och konforma uppträdande tillsammans med övriga suprakrustalbergarter samt deras relativt sura karaktär. För enstaka metabasiter utgör små plagioklasögon ett viktigt kännetecken. Vidare bör observeras att de basiska inlagringarna avtar uppåt i lagerserien. Detta medför, att ett effusivt ursprung förefaller mest sannolikt för flertalet metabasiter.

Den andra möjligheten är att vi har med intraorogena gånger att göra. Ej heller för detta antagande föreligger emellertid några avgörande bevis. Ofitiska texturer har ej noterats och likaså tycks inte några fin-korniga, kyllda partier förekomma gentemot leptiterna. Möjligen kan dock alla signifikanta strukturer ha utplånats under den metamorfa utvecklingen. För ett intraorogent ursprung talar uppträdandet av metabasiter inom gnejsgraniten söder om sjön Väringen, liksom inom det stora gnejsgranitstråket vid Götlanda på NO-bladet (jfr Gorbatshev 1972). Prekvensen är dock lägre inom gnejsgraniterna.

Av ovanstående framgår att det är mycket svårt att bestämma metabasiternas ursprung. Sannolikt utgörs dock flertalet, eller i varje fall de mera kvartsrika typerna, av ytgrönstenar bildade samtidigt med natron-

leptiterna. Inslag av basiska gångar förekommer helt säkert, men att i varje enskilt fall avgöra vilken metabasittyp som är tillämplig förefaller nästan omöjligt. I varje fall går det inte utan en mycket noggrann och tidsödande undersökning.

8 KALILEPTITETAGEN

8.1 Porfyriska kalileptiter

Kalileptitetagen domineras helt av röda eller grå, ofta strökornsrika leptiter med en mycket hög halt av K_2O . Detta framgår av tabellerna 10 och 11, som redovisar modala och kemiska analyser av kalileptiter samt av diagrammen 1-3. K_2O -halter på upp emot 8 % är ej ovanliga, vilket medför att leptiterna kan sägas vara kaliextrema. Alkaliintermediära och natronbetonade leptiter är däremot mycket sällsynta och har endast observerats inom ett begränsat område söder om Listresjön.

Jämfört med K_2O är värdena för Na_2O genomgående mycket låga inom kalileptiterna, vilket återspeglas i fältspatförhållandet. Mikroclin dominerar således markant, medan plagioklas med låg anortithalt uppträder i ringa mängd. Det extrema alkaliförhållandet framgår också tydligt av diagram 1 och 2. I diagram 1 ligger således alla punkter nära K_2O -axeln, medan i diagram 2 flertalet punkter ligger nära K-hörnet. Observera i diagram 2 en viss spridning mot Ca-hörnet. Detta beror på att dessa prov innehåller mycket epidot, vilket är relativt vanligt bland kalileptiterna. Halterna av CaO är annars obetydliga och genomgående lägre än hos Na-leptiterna.

Jämför man variationen i kemi mellan natron- och kalileptiter i diagram 3. Framstår kalileptiternas högre kvartshalter, vilka återspeglas i högre Si -värden. För Al och alk har kalileptiterna högre värden, medan för fm , c och mg värdena är lägre än för natronleptiterna. Av särskilt intresse är, att en svag korrelation tycks föreligga inom de olika deldiagrammen mellan kali- och natronleptiter. För Al och alk stiger således värdena hela tiden från natron- till kalileptiter, medan för fm , c och mg förhållandet är det omvända. Detta skulle kunna tyda på att natron- och kalileptiterna är produkter av en differentierad magma.

Tabell 10. KALILEPTITETAGEN. PORFYRISKA KALILEPTITER.

Potassic leptite stage. Porphyritic potassic leptites.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, omräknad i vikts % för Na₂O, K₂O och CaO, Niggli-värdet $k = K/Na + K$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na₂O, K₂O and CaO, Niggli value $k = K/Na + K$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	4	33	34	39	50	53	204
Kvarts	26	26	29	38	31	54	41
Plagioklas	1	2	1	6	6	5	3
Kalifältspat	40	43	43	31	34	18	45
Muskovit	19	5	7	15	2	13	4
Biotit	6	11	6	6	13	7	3
Klorit	+	+	+	+	-	-	3
Epidot	7	12	12	+	8	+	0.3
Ortit	-	+	-	-	-	-	-
Hornblände	-	+	1	-	0.5	-	-
Granat	-	-	0.2	-	-	-	-
Apatit	+	+	+	+	1	0.9	-
Zirkon	+	+	+	+	0.3	0.2	0.2
Titanit	-	0.7	1	+	2	+	-
Turmalin	0.7	-	0.1	-	-	+	-
Prehnit	-	-	-	-	-	-	-
Kalcit	+	-	-	-	-	-	+
Malm	+	+	+	4	2	2	0.5
Vikts% för Na ₂ O	0.2	0.2	0.1	0.6	0.5	0.5	0.3
K ₂ O	9.1	8.1	7.9	7.0	6.1	4.8	7.9
CaO	1.7	3.2	3.7	0.1	3.4	0.6	0.1
$k = K/Na + K$	0.97	0.97	0.98	0.88	0.89	0.86	0.94
Mol % An i plagioklas	~5	5	0-5	5-10	~5	~5	10
Vanl. kornstorl.	0.05-0.1	0.04-0.1	0.05-0.1	0.05-0.1	0.05-0.2	0.04-0.1	0.05-0.3
Enstaka korn	0.2	0.3	0.5	0.5		0.3	
Strökorn	2.0-3.0	1.0-3.0	1.0-3.0	1.0-4.0	1.0-3.0	1.0-2.0	0.5-2.0

4. Ljusgrå, strökornsrik leptit (jfr tab. 11, nr 4). 500 m SV Skogalund (6e), 658160/147345.
Light grey leptite, rich in megacrysts (cf. table 11, no 4).
33. Ljust gråbrun, strökornsrik leptit. 500 m NNO Haga (6e), 658160/147395.
Light greyish brown leptite, rich in megacrysts.
34. Ljust rödgrå, strökornsrik leptit. 500 m NNO Haga (6e), 658160/147405.
Light reddish grey leptite, rich in megacrysts.
39. Rödbrun, strökornsrik leptit. 600 m NNO Skogalund (6e), 658265/147390.
Reddish brown leptite, rich in megacrysts.
50. Grå, strökornsfattig leptit. 600 m VSV Skogalund (6e), 658195/147315.
Grey leptite, poor in megacrysts.
53. Ljusgrå, strökornsrik leptit. 1200 m NV Skogalund (6e), 658260/147280.
Light grey leptite, rich in megacrysts.
204. Gråröd, strökornsfattig leptit. 250 m SV Håsthallstorp (6e), 658230/146345.
Reddish grey leptite, poor in megacrysts.

Tabell 10. (forts.)

Provnummer	219	383	147	363	364	365
Kvarts	36	48	26	41	32	51
Plagioklas	6	+	3	+	8	0.5
Kalifältspat	47	23	54	40	39	28
Muskovit	3	25	4	7	3	13
Biotit	-	3	5	5	15	-
Klorit	-	-	7	4	-	6
Epidot	-	0.1	0.7	0.7	-	0.5
Ortit	-	-	-	-	-	-
Hornblände	-	-	-	-	-	-
Granat	-	-	-	-	-	-
Apatit	+	0.1	+	0.2	1	-
Zirkon	+	0.2	+	0.1	0.4	0.1
Titanit	-	-	+	-	0.2	-
Turmalin	-	-	0.6	0.1	-	-
Prehnit	-	-	-	-	-	0.2
Kalcit	-	-	-	-	-	-
Malm	8	0.6	0.2	2	0.8	0.5
Vikts% för Na ₂ O	0.6	0.0	0.4	0.0	0.9	0.1
K ₂ O	7.7	7.0	9.6	7.3	7.5	6.1
CaO	0.1	0.1	0.5	0.3	0.3	0.2
k = K/Na + K	0.89	~1	0.94	~1	0.84	0.97
Mol % An i plagio- klas	5-7	-	3-5	5	5-8	5-10
Vanlig kornstorlek	0.05-0.1	0.03-0.1	0.03-0.1	0.03-0.1	0.03-0.1	0.05-0.2
Enst ka korn		0.3	1.0	0.5	1.0	
Strökorn	1.0	1.0-3.0	1.0-2.0	1.0-2.0	0.5-2.0	1.0-5.0

219. Rödbrun, strökornsfattig leptit. 300 m OSO Kullstorp (6e), 658135/147015.
Reddish brown leptite, poor in megacrysts.
383. Ljust gråröd, mycket strökornsrik leptit. 1200 m S80 höjdpunkt 75.2 (6e),
658280/147280.
Light greyish red leptite, very rich in megacrysts.
147. Rödgrå, mycket strökornsrik leptit. 300 m SV Gudmundstorp (5e),
657700/147080.
Reddish grey leptite, very rich in megacrysts.
363. Ljust gråröd, strökornsrik leptit. 400 m S Gudmundstorp (5e),
657670/147110.
Light greyish red leptite, rich in megacrysts.
364. Ljusgrå, strökornsrik leptit. 500 m VNV Gäddeby (5f), 657625/147580.
(Örebro NO)
Light grey leptite, rich in megacrysts.
365. Grå, mycket strökornsrik leptit. 350 m OSO Skölv (5f), 657700/147820.
(Örebro NO)
Grey leptite, very rich in megacrysts.

Tabell 11. KALILEPTITETAGEN. PORFYRISKA KALILEPTITER.

Potassic leptite stage. Porphyritic potassic leptites.

Kemiska analyser i vikts % (- ej bestämd), CIPW-norm, katjon %, anjoninnehåll (på 100 katjoner) och Niggli värden.

Chemical analyses in weight % (- not determined), CIPW-norm, cation %, anion contents (for 100 cations) and Niggli values.

Analysnummer	4	39	280	397	399	409
SiO ₂	69.7	74.3	74.2	70.3	76.7	76.2
TiO ₂	0.25	0.16	0.19	0.51	0.13	0.25
Al ₂ O ₃	15.2	12.5	13.2	13.9	11.6	9.4
Fe ₂ O ₃	0.5	1.9	1.5	0.5	1.1	0.6
FeO	1.4	0.9	0.5	4.0	0.6	3.9
MnO	0.06	0.04	0.29	0.07	0.01	0.04
MgO	1.6	0.82	0.43	1.7	0.52	2.8
CaO	1.4	0.2	0.1	0.3	0.1	0.3
Na ₂ O	0.3	0.4	0.2	2.5	1.1	0.9
K ₂ O	8.2	6.1	8.1	4.2	6.6	3.7
H ₂ O >105°C	1.0	2.0	0.7	1.0	1.0	1.5
H ₂ O <105°C	-	-	-	0.3	-	0.3
P ₂ O ₅	-	-	-	0.13	-	0.04
CO ₂	-	-	-	0.02	-	0.02
F	-	-	-	0.06	-	0.06
S	-	-	-	0.04	-	0.13
BaO	0.11	0.10	0.16	0.07	0.09	0.07
Summa	99.72	99.42	99.57	99.60	99.55	100.21
- O för F, S	-	-	-	0.04	-	0.08
Korr. summa	99.72	99.42	99.57	99.56	99.55	100.13
CIPW-norm						
Q	30.3	47.2	41.2	34.4	44.2	49.4
C	3.2	4.8	3.9	5.2	2.4	3.6
Or	48.6	36.3	48.1	24.9	39.2	21.8
Ab	2.5	3.4	1.7	21.2	9.3	7.6
An	7.2	1.2	0.8	0.3	0.7	0.8
En	4.0	2.1	1.1	4.2	1.3	6.9
Fs	1.9	-	-	6.2	-	6.0
Mt	0.7	2.6	2.0	0.7	1.6	0.9
Hm	-	0.1	0.1	-	0.0	-
Il	0.5	0.3	0.4	1.0	0.2	0.5
Ap	-	-	-	0.3	-	0.1
Fr	-	-	-	0.1	-	0.1
Pr	-	-	-	0.1	-	0.2
Cc	-	-	-	0.1	-	0.0
Summa	98.9	98.0	99.3	98.7	98.9	97.9

Tabell 11. (forts.)

Analyisnummer	4	39	280	397	399	409
Katjon %						
Si	66.8	73.3	71.9	67.5	74.3	74.5
Ti	0.2	0.1	0.1	0.4	0.1	0.2
Al	17.2	14.5	15.1	15.7	13.2	10.8
Fe ³⁺	0.4	1.4	1.1	0.4	0.8	0.4
Fe ²⁺	1.1	0.7	0.4	3.2	0.5	3.2
Mn	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0
Mg	2.3	1.2	0.6	2.4	0.8	4.1
Ca	1.4	0.2	0.1	0.3	0.1	0.3
Na	0.6	0.8	0.4	4.6	2.0	1.7
K	10.0	7.7	10.0	5.1	8.2	4.6
P	-	-	-	0.1	-	0.0
C	-	-	-	0.0	-	0.0
Ba	0.0	0.0	0.1	0.0	-	0.0
Summa	100.0	99.9	100.0	99.9	100.0	99.8
Anjoninnehåll						
O	167	171	173	167	173	171
OH	6	13	5	8	6	12
F	-	-	-	0.2	-	0.1
S	-	-	-	0.1	-	0.2
Summa	173	184	178	175	179	183
Niggilivärden						
si	348	485	471	353	543	447
qz	+138	+273	+235	+150	+287	+271
al	45	48	49	41	48	33
fm	20	22	15	32	15	46
c	8	2	1	2	1	2
alk	28	28	34	26	37	19
mg	0.59	0.35	0.26	0.40	0.36	0.52
k	0.94	0.90	0.96	0.52	0.79	0.73
ti	0.9	0.8	0.9	1.9	0.7	1.1
h	17	44	15	22	23	35
w	0.24	0.66	0.73	0.10	0.62	0.12
p	-	-	-	0.27	-	0.09
co ₂	-	-	-	0.61	-	0.18
f ₂	-	-	-	0.78	-	1.2
s	-	-	-	0.09	-	1.4
T	+17	+20	+15	+15	+11	+13
t	+10	+18	+14	+14	+10	+11

4. Ljusgrå, strökornerik leptit. 500 m SV Skogalund (6e), 658160/147345.
Light grey leptite, rich in megacrysts.
39. Rödbrun, strökornerik leptit. 600 m NNO Skogalund (6e), 658265/147390.
Reddish brown leptite, rich in megacrysts.
280. Röd, strökornerik leptit. 850 m ONO Kullstorp (6e), 658180/147080.
Red leptite, rich in megacrysts.
397. Rödgrå, strökornerik leptit. 750 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658320/147260.
Reddish grey leptite, rich in megacrysts.
399. Grå, strökornerik leptit. 1200 m SSO höjdpunkt 75.2 (6e), 658230/147280.
Grey leptite, rich in megacrysts.
409. Grå, strökornerik leptit. 700 m VWV Kullstorp (6d), 658175/146930.
Grey leptite, rich in megacrysts.

Det extrema alkaliförhållandet kan sedan ha tillskärpts under den diagenetiska och metamorfa utvecklingen. Särskilt devitrifierings- och hydreringsprocesser anses av många forskare kunna ge upphov till ändringar av alkaliförhållandet inom vulkaniska bergarter. Således har Simons (1962) bestämt förhållandet mellan K_2O/Na_2O i glas och devitrifierade delar av en tuff i Arizona, USA. Förhållandet är 1,4 i de gläsiga delarna och 7,7 i den devitrifierade bergarten. Terzaghi (1948) anser i en undersökning från Esterel i Frankrike, att kalirika bergarter där bildats genom avsättning av K_2O ur hydrotermala lösningar, som stigit uppåt i lagerföljden. Andra forskare, som också undersökt växlande alkaliproportioner inom vulkaniter är bl.a. Fenner (1936), Battey (1955) och Lipman (1965).

I likhet med natronleptiterna är kalileptiterna ofta mycket homogena och uppvisar ingen distinkt lagring eller skiktning. Skiffrigheten är likaså ej särskilt framträdande och markeras endast av tillnärmat parallella glimmerpaket. Vid hög muskovithalt får leptiterna ofta ett s.k. flasrigt utseende.

I motsats till natronleptiterna har kalileptiterna mycket ringa fragmentinnehåll. Endast mycket små fragment av porfyrisk leptit har observerats på enstaka ställen. Som redan nämnts (s. 23), uppträder dock en mycket fragmentrik zon alldeles ovanför den kvartsithorisont, som kan sägas avsluta natronleptitetagen. Fragmentzonen är delvis jordtäckt, varför dess mäktighet är svår att bedöma. Den överstiger dock sannolikt ej 50 meter. Fragmentleptiten har en alkaliintermediär prägel, vilket skiljer den från kalileptiterna. Vidare är som nämnts fragmenten helt natronbetonade. Bergarten avviker dock i fråga om utseende, både vad beträffar matrix och fragment, från natronleptiterna. Färgen är svagt gråbrun och fragmenten är mycket små (lapilli). Tänkbart är att fragmentzonen utgör ett första explosivt skede i en ny vulkanisk fas, varvid fragment av natronleptit helt naturligt kommit att dominera bland fragmenten och i viss mån även kommit att bestämma grundmassans sammansättning.

Till skillnad från natronleptiterna förekommer bland kalileptiterna både röda och grå varieteter. De oftast låga halterna av biotit medför också att färgnyanserna är betydligt ljusare än hos natronleptiterna. Färgskiftningarna skulle kunna tänkas bero på växlande halter av kalifältspat, men vid närmare undersökning finner man emellertid inga som helst relationer mellan färg och kalifältspatinnehåll.

Kalileptiternas struktur är oftast mycket homogen, men under mikroskopet uppvisar de en relativt heterogen textur. Fullt så heterogena som natronleptiterna är de dock inte, vilket främst torde bero på frånvaron av fragment. Om man bortser från strökornen, är texturen vanligen granotill lepidoblastisk. Korngränserna är oftast jämna, men suturering kan ibland förekomma vid kraftig förskiffring. Medräknas strökornen, vilka i huvudsak är fenokrister, så är kalileptiternas textur som helhet blastoporfyrisk (fig. 17).

Kornstorleksvariationerna är trots den heterogena texturen ej särskilt stora, och kornen växlar således oftast mellan 0.05-0.1 mm. Som helhet är kalileptiternas grundmassa finkornigare än natronleptiternas. Samtidigt är dock strökornen större. Detta medför att kalileptiterna har ett mera markerat porfyriskt utseende än natronleptiterna. Detta intryck förstärks också av att mängden strökorn i många fall är relativt hög. I vissa fall utgör kvartsströkornen omkring hälften av hela kvartsinnehållet. Totalt sett kan mängden strökorn uppgå till omkring 15 %, men vanligen håller sig halterna mellan 5 och 10 %.

Strökornen domineras helt av kvarts, medan mikroklin förekommer underordnat och plagioklasströkorn saknas helt. Kvartsfenokristerna uppvisar i än högre grad än hos natronleptiterna tecken på vulkaniskt ursprung. Idiomorfa former är således ej sällsynta, vilket även gäller korroderade kvartskorn (fig. 17). Droppformade kristaller (jfr fig. 11) är t.o.m. mycket vanliga (fig. 16).

Rundade inneslutningar bestående av flera korn av grundmassestorlek förekommer ofta (jfr s. 44). Även nålar av rutil (fig. 19) uppträder ibland rikligt i kvartsfenokristerna (jfr s. 44). Vidare finns i det inre av fenokristerna ofta "moln" av mycket små inneslutningar, som delvis verkar vara glimmer (jfr fig. 18). Glimmer förekommer också längs mjukt rundade sprickor, efter vilka fenokristerna ibland spruckit sönder (jfr fig. 18).

Underordnat uppträder strökorn av mikroklin, vilka i likhet med kvarts-kornen utgöres av fenokrister. De är oftast tavelformiga med relativt jämna korngränser. Det förekommer dock mikroklinkorn, som är mera utfingrande i grundmassan och som i vissa fall är sammanväxta med kvarts. Dessa är sannolikt sekundära, dvs. porfyroblaster. Mikroklinfenokristerna innehåller i likhet med kvartsen rundade inneslutningar bestående av korn av grundmassestorlek. Likaså är nålformiga inneslutningar av rutil vanliga.



Fig. 17. Blastoporphyrisk tekstur i kalileptit med en korroderad kvartsfenokrist. 500 m SV om Skogalund (6e). 2 nic., 32 x. Foto H. Wikman 1972.

Blastoporphyritic texture in potassic leptite with a corroded quartz phenocryst.

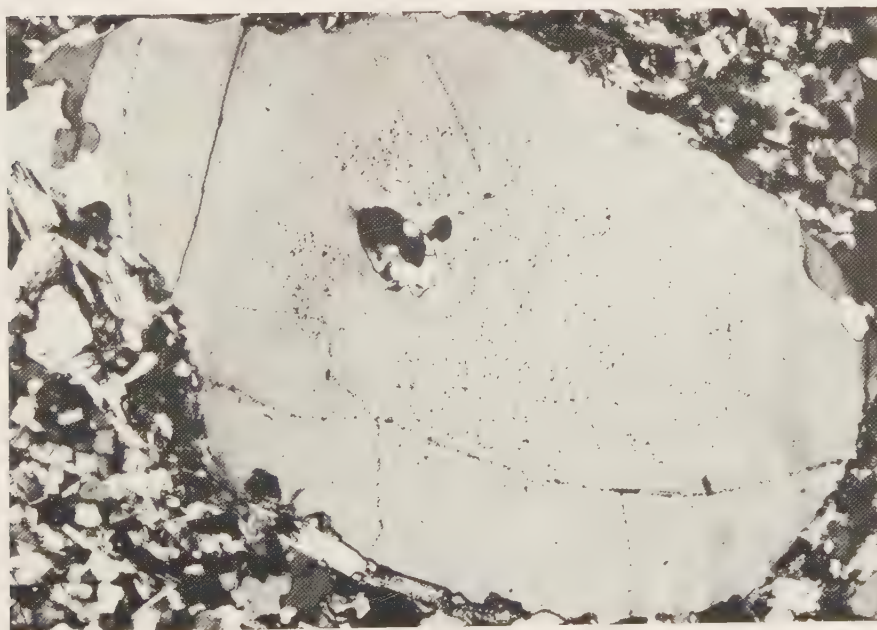


Fig. 18. Dropformad kvartsfenokrist i kalileptit. Notera "molnet" i fenokristens centrala del, den rundade inneslutningen samt sprickorna. 500 m SV om Skogalund (6e). 2 nic., 32 x. Foto H. Wikman 1972.

Drop-formed quartzphenocryst in potassic leptite. Note the dusty cloud in the central part of the grain, the rounded inclusion and the joints.

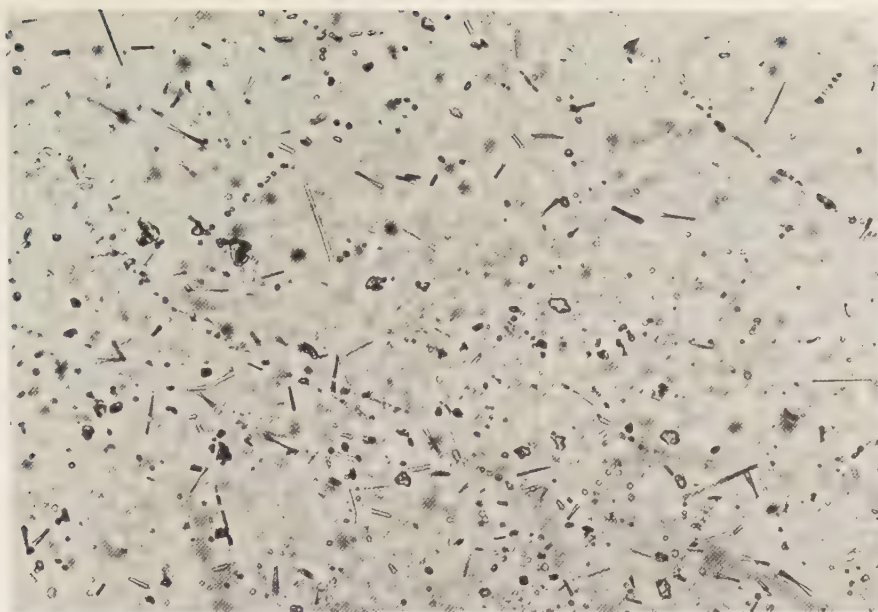


Fig. 19. Rutilnålar i kvartsfenokrist. Kalileptit. 600 m VSV om Skogalund (6e). 2 nic., 200 x. Foto H. Wikman 1972.
Needles of rutile in a quartzphenocryst. Potassic leptite.

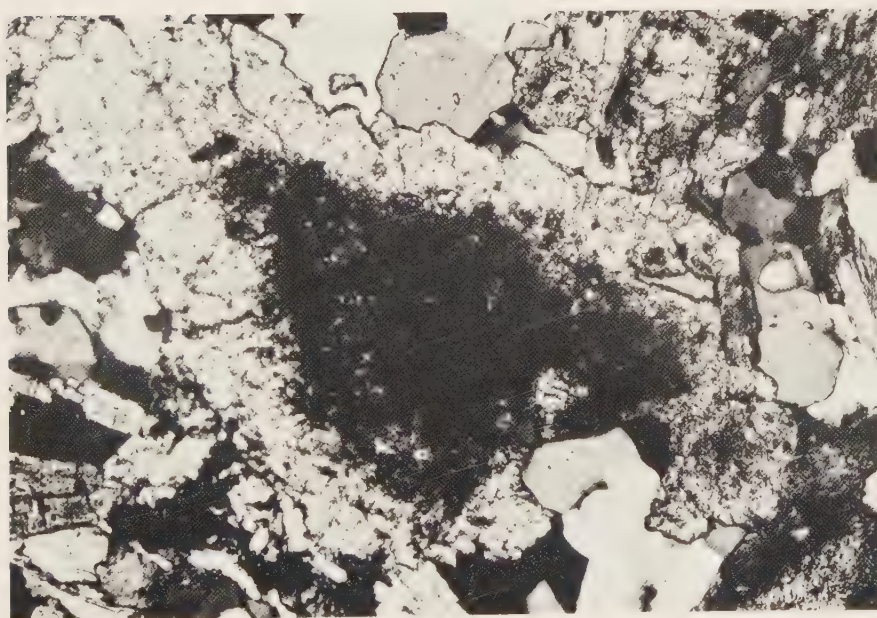


Fig. 20. Epidot med isotrop kärna av ortit. Porfyrisk kalileptit. 500 m NNO om Haga (6e). 2 nic., 80 x.
Foto H. Wikman 1972.
Epidote with an isotropic core of orthite. Porphyritic potassic leptite.

Kalileptiternas plagioklashalt är oftast mycket obetydlig. Mineralen uppträder också endast i grundmassan och aldrig i form av ströckorn. Anortithalten är låg och håller sig relativt konstant omkring 5-10 %.

Som framgår av tabell 10, bildar kvarts och mikroklin huvuddelen av mineralinnehållet. Sammanlagda procenttalen ligger vanligen omkring 70, men kan i vissa fall gå upp till närmare 90 %. Som tredje komponent tillkommer vanligen glimmer och då i huvudsak muskovit. Mineralen är färglösa, och optisk bestämning gav $n_{\gamma} = 1.605$ och $2 V_{\alpha} \approx 40^{\circ}$. Enligt Burckhardt (1943) är detta liktydigt med en måttligt järnrik muskovit.

Biotit är ej lika vanlig som muskovit och uppträder endast mera sällan som dominerande glimmermineral. Biotit förekommer oftast i nära anslutning till övriga glimmermineral och epidot. Mineralen har relativt kraftig pleokroism i bruna till brungröna färger samt $n_{\gamma} = 1.655$ och $2 V_{\alpha} \approx 10^{\circ}$.

Biotiten är ofta omvandlad till klorit. Det sistnämnda mineralet uppträder emellertid också tillsammans med biotit utan att vara omvandlingsprodukt av denna. Härvid förekommer mineralen tillsammans med epidot (delv. zoisit) och även muskovit i bruna fläckar, som kan bli upp till en halv cm stora. I vissa fall dominerar dessa fläckar nästan helt av epidot, som delvis är idiomorft utbildad i jämförelsevis stora kristaller. Ofta uppvisar epidotkornen en delvis isotrop kärna, som sannolikt består av ortit (fig. 20). Epidot uppträder emellertid inte enbart i fläckar utan förekommer även självständigt i grundmassan som små, oregelbundet fördelade korn. Halten av epidot är i vissa fall anmärkningsvärt hög och kan uppgå till omkring 10 %. Leptiter med så höga epidothalter är ej ovanliga inom kalileptitetagen, men uppträder endast inom begränsade partier eller sliror. Liknande epidotrika kvartsporfyriska leptiter finns beskrivna i litteraturen av bl.a. Geijer (1936, s. 15) och Wahl (1947, s. 295). I sistnämnda fall uppträder f.ö. epidot i fläckar, vilka Wahl anser ha ett primärt ursprung. De höga epidotvärdena i en del av Rinkabyområdets kalileptiter återspeglar sannolikt höga, primära CaO-halter, men tillförsel utifrån av kalcium torde också förekomma. Härpå tyder bl.a. uppträdandet av kalцит som sprickfyllnad.

Av de accessoriska mineralen förekommer förutom zirkon och apatit även titanit och turmalin. Halterna av apatit, titanit och turmalin är i vissa fall så höga som omkring 1 %, medan zirkon blott finns i mindre mängder. Däremot förekommer zirkon i alla prov, vilket inte de övriga accessorier-

na gör. Apatit och framför allt zirkon uppträder som små, delvis rundade korn, sällan över 0.5 mm stora. Titanit och turmalin är däremot ofta betydligt större, med mått på omkring 1 mm. Likaså är de ofta helt idiomorfa (fig. 21).

Halterna av malm är vanligen relativt små, men kan i vissa fall uppgå till över 5 %. Till en del består malmen av kismineral, men huvudparten utgörs av magnetit. I tab. 10 gäller detta för nr 39 och 219. I nr 219, som är rikast på malm, uppträder denna relativt jämnt fördelad i form av delvis mycket små korn.

Strax nordost om Kvinnersta lantushållsskola förekommer mycket lokalt ett fläckigt parti i porfyrisk kalileptit. Fläckarna, som är små och sällan överstiger 2 cm i diameter, är oftast linsformade och ligger inreglerade i skiffrighetsriktningen. Till färgen är de mycket ljus grå, och vid mikroskopisk undersökning finner man att de består av kvarts, som genomsättes av sillimanit (fig. 22).

Förmodligen har vi här att göra med ett pseudokonglomerat bildat på tektonisk väg genom uppbrytning eller boudinering av tunna kvartslager. Eventuellt kan även metasomatiska processer ha spelat en viss roll, i varje fall vid bildandet av sillimaniten.

Kalileptiternas mest framträdande drag är den porfyrisk strukturen, och eftersom strökornen är fenokrister tyder detta på ett vulkaniskt ursprung. Nämda antagande stöds också av frånvaron av tydligt framträdande skiktning. Vidare tyder mycket i kalileptiternas kemi på att vi har med sura ryolitiska bergarter att göra.

Jämfört med ryoliter från ungvulkaniska områden uppvisar kalileptiterna i stort sett likartad kemi. Alkaliförhållandet är dock mera tillspetsat inom de sistnämnda, ty ryoliter innehåller vanligen något mera jämförbara värden för K_2O och Na_2O . Oftast dominerar dock K_2O .

Om man å andra sidan gör jämförelser med kalileptiter från Mellansverige, finner man att här uppträder t.o.m. kalileptiter, som är ännu mera kaliextrema än Rinkabyområdets leptiter (jfr ex. Magnusson 1940, s. 23, och Henriques 1964, s. 21). Vanligen uppvisar dock porfyrisk kalileptiter inom Bergslagen i stort sett samma kemiska utbildning som de nu undersökta leptiterna (jfr Geijer 1936, s. 15).

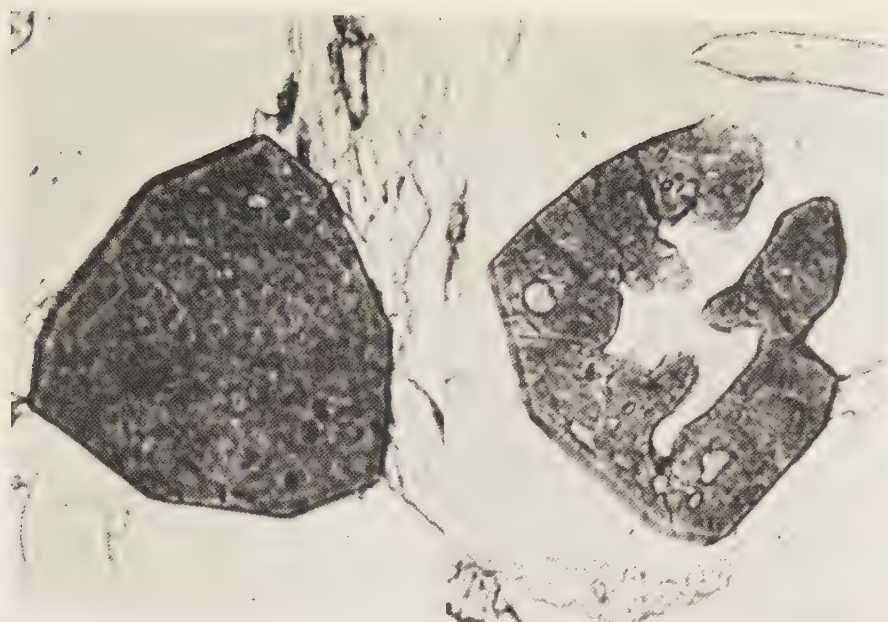


Fig. 21. Idioblastiska kristaller av turmalin i porfyrisk kalileptit. 500 m NNO om Haga (6e). 2 nic., 300 x.
Foto H. Wikman 1972.
Idioblastic crystals of tourmaline in porphyritic potassic leptonite.



Fig. 22. Slipprov av kvarts-sillimanitfläck i porfyrisk kalileptit. 250 m SV om Hästhällstorp (5d). 2 nic., 80 x.
Foto H. Wikman 1972.
Thin section of quartz-sillimanite spot in porphyritic potassic leptonite.

Liksom för natronleptiterna antyder kalileptiternas stora ytutbredning och homogena natur ett i huvudsak pyroklastiskt ursprung. Vattenlagrade utbrottsprodukter i form av tuffer tycks helt saknas. Däremot kan lavar lokalt misstänkas ingå i etagen. Härpå tyder nämligen dennas, delvis varierande mäktighet (jfr NO-bladet). Till skillnad från natronleptiterna torde däremot inslaget av vittringsmaterial vara mycket ringa inom kalileptiterna. Detta antydes också av att epiklastiska sediment i form av glimmerskiffer, kvartsit och konglomerat helt saknas inom etagen. Endast mycket lokalt uppträder fältspatrika leptiter, som kan tänkas vara sedimentära bildningar.

8.2 Intermediära och natrondominanta leptiter

Inom kalileptitetagen förekommer söder och sydost om Listresjön ett område med alkaliintermediära, porfyriskas leptiter samt grå, delvis skiktade plagioklasrika leptiter. De förra är sannolikt metavulkaniter, medan de sistnämnda eventuellt har ett epiklastiskt ursprung.

De alkaliintermediära leptiterna representeras i tab. 12 av nr 73, som är en tämligen finkornig, grå leptit med fenokrister av kvarts. Som helhet är texturen blastoporfyrisk, medan grundmassan är jämnkornig och granoblastisk.

Kvarts är det dominerande mineralet och dessutom det enda som uppträder i form av strökorn. De sistnämnda är f.ö. till stor del granulerade. Fältspaten är jämnt fördelad i grundmassan och domineras av mikroklin, som ibland uppvisar pertitbildning. Plagioklasen är i motsats till kalifältspaten kraftigt sericitiserad, varför anortithalten endast approximativt kunnat bestämmas till 10 %. Därtill kommer glimmer, i huvudsak som biotit, samt accessoriska mineral i form av epidot, apatit, zirkon och malm.

Som alkaliintermediär leptit har även nr 69, tab. 12 och 13 betecknats. Till skillnad från nr 73 är denna leptit mycket kraftigt förskiffrad, med starkt krossade och granulerade kvartsögon. Texturen är delvis kataklastisk, med markant granulering och suturering.

Halterna av kvarts och fältspat är ungefär desamma som i ovannämnda leptit, men mineralens uppträdande är dock klart annorlunda. Plagioklasen

Tabell 12. KALILEPTITETAGEN. INTERMEDIÄRA OCH NATRONDOMINANTA LEPTITER.

Potassic leptite stage. Intermediate and sodic dominant leptites.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, omräknad i vikts % för K_2O , K_2O och CaO , Niggli-värdet $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na_2O , K_2O and CaO , Niggli value $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	69	73	317	319
Kvarts	42	44	29	47
Plagioklas	21	17	43	41
Kalifältspat	27	27	2	0.5
Muskovit	2	1	4	2
Biotit	0.4	10	18	—
Klorit	7	—	0.3	4
Sillimanit	+	—	—	—
Epidot	+	+	—	2
Apatit	—	0.1	2	0.5
Zirkon	+	0.5	0.1	0.3
Titanit	—	—	0.2	0.4
Turmalin	+	—	—	—
Prehnit	+	—	—	—
Malm	0.5	0.2	1	2
Vikts% för Na_2O	2.2	1.7	4.4	4.3
K_2O	4.6	5.1	1.8	0.3
CaO	0.4	0.5	1.0	1.5
$k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$	0.58	0.67	0.21	0.04
Mol % An i plagioklas	8-10	10	8-10	5-8
Vanlig kornstorlek	0.1-1.0	0.05-0.2	0.05-0.5	0.1-0.6
Enstaka korn		0.5	1.0	3.0
Strökorn	3.0	1.0-4.0		

69. Ljusgrå, kraftigt förskiffrad, strökornerik leptit. 500 m NNO S. Listre (6e), 658365/147090.

Light grey, strongly schistose leptite, rich in megacrysts.

73. Ljusgrå, strökornerfattig leptit. 200 m S S. Listre (6e), 658290/147085.

Light grey leptite, poor in megacrysts.

317. Mörkgrå natronleptit. 850 m N Kullstorp (6d), 658235/147010.

Dark grey sodic leptite.

319. Ljusgrå natronleptit. 900 m NNO Kullstorp (6e), 658240/147025.

Light grey sodic leptite.

Tabell 13. KALILEPTITETAGEN. INTERMEDIÄR LEPTIT.

Potassic leptite stage. Intermediate leptite.

Kemisk analys i vikts %, CIPW-norm, katjon %, anjoninnehåll (på 100 katjoner) och Niggli värden.

Chemical analysis in weight %, CIPW-norm, cation %, anion contents (for 100 cations) and Niggli values.

Analysnummer 69

Vikts %		CIPW-norm		Kation %		Niggli värden	
SiO ₂	78.1	Q	46.4	Si	74.5	si	499
TiO ₂	0.12	C	2.6	Ti	0.1	qz	+282
Al ₂ O ₃	11.0	Or	13.5	Al	12.4	al	41
Fe ₂ O ₃	0.7	Ab	27.0	Fe ³⁺	0.5	fm	27
FeO	1.9	An	1.6	Fe ²⁺	1.5	c	2
MnO	0.04	En	3.5	Mn	0.0	alk	29
MgO	1.4	Fs	2.8	Mg	2.0	mg	0.49
CaO	0.3	Mt	1.0	Ca	0.3	k	0.32
Na ₂ O	3.2	Il	0.2	Na	5.9	ti	0.6
K ₂ O	2.3	Summa	98.6	K	2.8	h	28
H ₂ O >105°C	1.3			Ba	0.0	w	0.25
BaO	0.05			Summa	100.0	T	+12
Summa	100.41					t	+10
				Anjoninnehåll			
				O	173		
				OH	8		
				Summa	181		

69. Ljusgrå, kraftigt förskiffrad, strökornsfattig leptit.

500 m NNO S. Låstre (6e), 658365/147090.

Light grey, strongly schistose leptite, poor in megacrysts.

är således helt opåverkad av sericitisering och verkar delvis nybildad. Både plagioklas och mikroklin innehåller dessutom rundade rester av kvarts, mikroklin och tillika även plagioklas.

Det dominerande glimmermineralet är klorit, vilket uppträder som omvandlingsprodukt efter biotit. Tillsammans med biotit och klorit uppträder även prehnit som omvandlingsmineral (jfr s. 46). Karakteristiska för nr 69 är vidare ljusa, mycket tunna fläckar av sillimanit. Dessa kan bli upp till 1 cm stora och ligger alltid i skiffrighetsplanet. Fläckarna består i huvudsak av sillimanit, vartill kommer något kvarts. Ibland uppträder dock mineralet ensamt som en tät sammanhängande väv (jfr Hjelmqvist 1937b). Sannolikt har vi här att göra med en metasomatisk omvandling, som är begränsad till skiffrighetsplanen.

De natrondominanta leptiterna är av två huvudtyper, vilka representeras av nr 317 resp. 319 i tab. 12. Den förstnämnda typen är en mörkt grå, svagt skiktad, jämnkornig bergart som saknar strökorn. Texturen är granotill lepidoblastisk med relativt ojämn kornstorlek. Kvarts, fältspat och glimmer dominerar mineralinnehållet, vartill kommer mindre mängder av accessoriska mineral. Anmärkningsvärd är den höga plagioklashalten, som antyder att vi ej har med något moget sediment att göra.

Detsamma är förhållandet med nr 319, som också har en hög plagioklashalt. Denna bergartstyp skiljer sig dock betydligt från den förra, både till utseende och textur. Färgen är ljust grå, och p.g.a. den höga kvarts- och plagioklashalten ser bergarten delvis kvartsitisk ut. Det epiklastiska intrycket förstärks också genom en svag skiktning. Vidare är texturen delvis kvartsitisk med xenoblastiska, delvis suturerade korn. Den ingående plagioklasen har en låg anortithalt samt är relativt kraftigt sericitiserad. Glimmer uppträder i ringa mängd och domineras av klorit-omvandlad biotit. Av de accessoriska mineralen uppträder epidot och malm i förhållandevis höga halter, medan apatit, zirkon och titanit förekommer i ringa mängd. Av de sistnämnda bildar zirkon små rundade korn, medan apatit och framför allt titanit ofta är tillnärmat idiomorfa.

Den förstnämnda leptittypen utgör sannolikt en tektoniskt påverkad metavulkanit, medan för den sistnämnda ett sedimentärt bildningssätt är troligt. Den höga plagioklashalten pekar dock på att vi inte har med långtransporterade sediment att göra. Bergarternas begränsade uppträdande antyder att de kan ha svämmats ned i lokala bäcken från en högre liggande natronleptiterräng.

8.3 Metabasiter

Jämfört med natronleptitetagen uppträder basiska inlagringar i betydligt mindre mängd inom kalileptitetagen. Förekomstsätt och utseende är dock i stort sett detsamma. Vi har således med mörkt grå, finkorniga, delvis utpräglad stängliga bergarter att göra. Enstaka förekomster är dock något ljusare till färgen samt har en svagt grön anstrykning. En sådan metabasit representeras av nr 72 i tab. 14 och 15. Nr 75 i tab. 14 är däremot en mörkt gråsvart, delvis svavelkisförande metabasit (amfibolit). Enligt Rittmans (1952) klassificering utgöra metabasiterna av mörka

De yttre olikheterna återspeglas också i den mineralogiska sammansättningen. Nr 72 har således en betydligt högre plagioklashalt än nr 75, samtidigt som amfibolhalten är betydligt lägre. Vidare utgörs amfibolen i nr 72 av cummingtonit, medan vi i den andra typen har ett normalt hornblände. Optiska bestämningar på hornblände gav $2 V_{\alpha} \approx 55^{\circ}$, $c \wedge \gamma = 25^{\circ}$ och $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.18$. Mineralen har en relativt stark absorption samt pleokroism i gröna-grönbruna färger. Cummingtonitens optiska data är $2 V_{\gamma} \approx 80^{\circ}$, $c \wedge \gamma = 15-20^{\circ}$ och $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.020$. Mineralen är i det närmaste helt färglösa samt uppvisar ofta tvillingbildning.

Texturen är i båda typerna i huvudsak grano- till nematoblastisk med relativt jämn kornstorlek för huvudmineralen kvarts, plagioklas och amfibol. Beträffande plagioklasen kan också noteras att anortithalten är högre i nr 75 än i nr 72, som har en kalkfattig andesin (jfr tab. 14).

Noteras bör också att mikroklin uppträder i nr 72, liksom även enstaka granatporfyroblaster. Anmärkningsvärd är den låga halten av biotit i båda proven. Apatit uppträder relativt rikligt i den mörkare amfibolit-typen, medan den ljusare innehåller ringa mängder av detta mineral. För båda gäller dock att mineralen delvis är idiomorft. Som framgår av tab. 14, är halterna av malm också relativt höga. Malmen uppträder relativt jämnt fördelad och domineras av kismineral. Järnmalm förekommer däremot underordnat.

I likhet med förhållandena inom natronleptitetagen är det svårt att bestämma ursprunget för de basiska inlagringarna inom kalileptitetagen. Eftersom några större olikheter mellan de båda etagernas metabasiter ej föreligger, kan även i detta fall ett till större delen effusivt ursprung misstänkas. Detta antagande stärks genom att de basiska inlagringarna minskar uppåt i lagerserien för att nästan helt försvinna inom

Tabell 14. KALILEPTITETAGEN. METABASITER.

Potassic leptite stage. Metabasites.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	72	75
Kvarts	15	10
Plagioklas	41	25
Kalifältspat	5	-
Biotit	-	1
Hornblände	33	55
Granat	2	-
Apatit	0.5	3
Zirkon	-	0.1
Malm	4	6
Mol % An i plagioklas	~35	~40
Vanlig kornstorlek	0.1-1.0	0.1-0.5
Enstaka korn	3.0	

72. Metabasit (jfr tab. 15, nr 72). S. Listre (6d), 658320/147080.
Metabasite (cf. table 15, no 72).75. Metabasit. 300 m SSV S. Listre (6d), 658290/147060.
Metabasite.

Tabell 15. KALILEPTITETAGEN. METABASIT.

Potassic leptite stage. Metabasite.

Kemisk analys i vikts %, CIPW-norm, katjon %, anjoninnehåll (på 100 katjoner) och Nigglivärden.

Chemical analysis in weight %, CIPW-norm, cation %, anion contents (for 100 cations) and Niggli values.

Analysnummer 72

Vikts %		CIPW-norm		Katjon %		Nigglivärden	
SiO ₂	56.3	Q	10.5	Si	53.1	si	154
TiO ₂	2.0	C	1.0	Ti	1.4	qz	+15
Al ₂ O ₃	14.0	Or	0.6	Al	15.5	al	23
Fe ₂ O ₃	2.6	Ab	30.0	Fe ³⁺	1.8	fm	56
FeO	13.4	An	18.6	Fe ²⁺	10.6	c	11
MnO	0.20	En	12.0	Mn	0.2	alk	10
MgO	4.9	Fs	19.2	Mg	6.9	mg	0.35
CaO	3.8	Mt	3.7	Ca	3.8	k	0.01
Na ₂ O	3.6	Il	3.7	Na	6.6	ti	4.1
K ₂ O	0.1	Summa	99.3	K	0.1	h	6
H ₂ O 105°C	0.6			Ba	0.0	w	0.15
HaO	0.01			Summa	100.0	T	+13
Summa	99.43					t	+2
				Anjoninnehåll			
				O	156		
				OH	4		
				Summa	160		

72. Metabasit. S. Listre (6d), 658320/147080.
Metabasite.

den sedimentära övre avdelningen. Den rikliga förekomsten av metabasiter inom natronleptititagen kan bero på dennas som helhet mera basiska karaktär. För vissa av metabasiterna förefaller ett intraorogent ursprung ej osannolikt. Det hornbländerika provet nr 75 representerar eventuellt en sådan basisk, intraorogen gång.

9 URKALKSTENSETAGEN

9.1 Urkalksten (marmor)

Som framgått redan av kap. 1, uppträder inom Rinkaby-Glanshammarområdet två stråk av urkalksten, vilka representerar norra och södra utgåendet av en och samma horisont. Mäktigheten av denna är ansevärd och uppgår i vissa fall i det södra stråket till mer än 500 meter (jfr berggrundskartan Örebro NO). Som helhet kan sägas att det södra marmorstråket är mäktigare än det norra, vilket tyder på att avsättningen ägt rum i ett sedimentationsbäcken med svagt sluttande botten.

Urkalkstenen är inom åtskilliga partier mycket ren och fri från skarnmineral och leptitinlagringar. Inom vissa partier uppträder dock leptitinlagringar rikligt och av delvis ansevärda mått. Till färgen är marmor inom området ofta nästan rent vit och har under namnet Ekebergsmarmor sedan lång tid varit föremål för omfattande brytning främst till monumentsten (jfr Hedström 1908, pl. 12, och Lundegårdh 1971). Något orenare marmortyper har ofta mera gråblå eller brungrön färg. Särskilt i de senare kan man ofta se veck- och flytstrukturer (jfr Stenhandboken 1968, färgbilagan), vilket tyder på att urkalkstenen reagerat plastiskt vid tektoniska rörelser. Urkalkstenen är i huvudsak dolomitisk och torde lämpligen betecknas som dolomitmarmor (jfr Lundegårdh 1971, s. 220). Genomsnittsanalys av marmor från Björka stenbrott (Örebro NO, erhållen genom Mosaikbolaget, Örebro) visar 29.70 % CaO och 20.80 % MgO (jfr Gorbatshev 1972, s. 48).

De rena marmortyperna är oftast jämnkorniga samt ej sällan förhållandevis grovkorniga (fig. 23). Orenare typer är däremot vanligen betydligt ojämnkornigare. Härvid är att märka att dolomitmarmor oftast är finkornigare än kalcitrik marmor. Som vanligaste mineral efter dolomit och kalcit uppträder en blekt grön tremolit, som ibland bildar flera cm

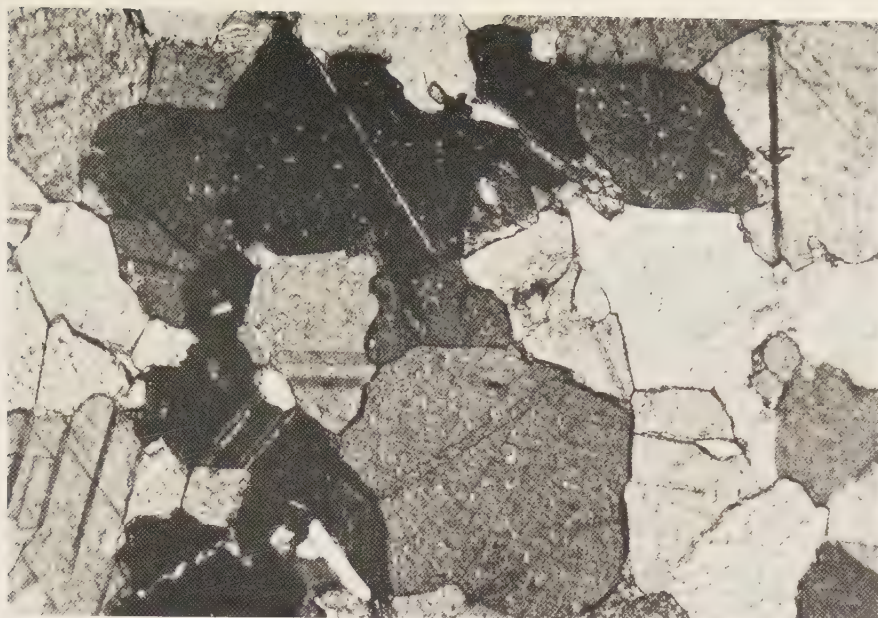


Fig. 23. Granoblastisk textur i urkalksten. 700 m NV om Mantorp (6e). 2 nic., 32 x. Foto H. Wikman 1972.
Granoblastic texture in crystalline limestone and dolomite.

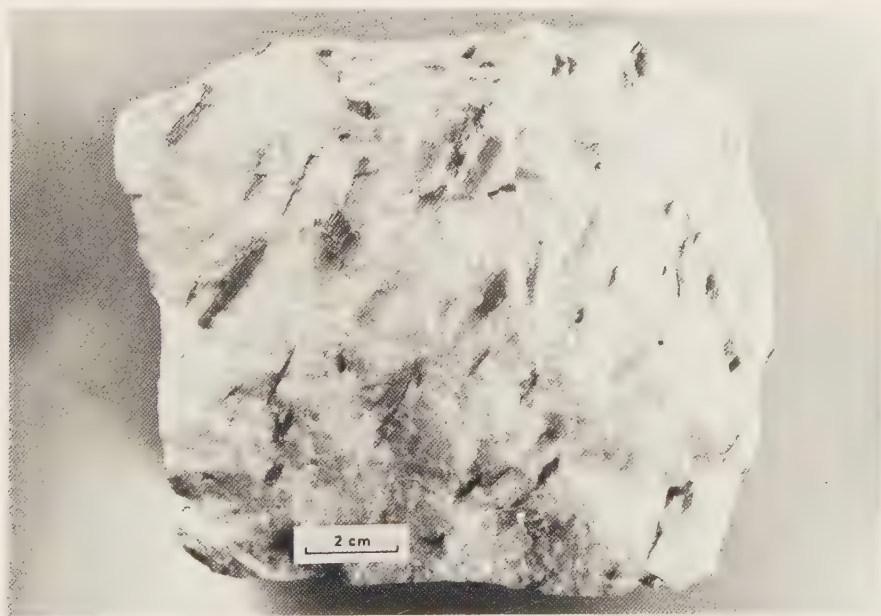


Fig. 24. Urkalksten med långa kristaller av tremolit. 700 m NV om Mantorp (6e). Foto H. Wikman 1972.
Crystalline limestone and dolomite with long crystals of tremolite.

långa kristaller (fig. 24). Dessa tremolitadlar är mera vidsträngaresistenta än urkalkstenen, vilket får till följd att dennaas brunaktiga vittringshud ofta har ett taggigt utseende. Tillsammans med tremolit uppträder i de flesta fall även flogopit som skarnmineral. Örenare marmortyper med rikliga inlagringar av leptit och hälleflinta innehåller förutom nämnda mineral ofta ett eller flera av mineralen diopsid, epidot, kondrodit eller serpentin. Färgerna ändras härvidlag markant från vit till grön eller brungrön.

Ovan uppräknade, nybildade mineral torde i huvudsak tillkommit genom regionalmetamorfos. Kontaktmetamorfa mineral är däremot relativt sällsynta inom området. På enstaka ställen förekommer epidot och granat i närhet av pegmatit vilket kan tyda på att de bildats genom kontaktmetamorfos.

Till skillnad från de i huvudsak på land avsatta natron- och kalileptitetagerna har urkalkstenen förmodligen helt avsatts i vatten. Detta framgår bl.a. av dess intima fältsamband med skiktade suprakrustalbergarter. Vidare antyder förekomst av turmalin i de sistnämnda bergarterna att avsättningen ägt rum i salt vatten. Turmalin har ej observerats i urkalksten, men i genomsättande pegmatitgångar uppträder på några ställen rikligt med turmalin (bl.a. vid Skölv på kartbladet Örebro NO). Minerallet uppträder härvid i riklig mängd vid kontakterna, men aldrig på längre avstånd än ca 15 cm från desamma. Ofta ser man i dessa turmalinzoner hur långa prismor av minerallet är orienterade vinkelrätt mot kontakten mellan pegmatit och marmor. Det kan för övrigt påpekas att turmalin är mycket sällsynt inom Rinkabyområdets pegmatiter. Vidare har avsättningen sannolikt ägt rum på grunt vatten, vilket antyds av fynd av stromatolitliknande strukturer (jfr Gorbatshev 1969, s. 484).

9.2 Leptiter och glimmerskiffer

Som framgått ovan, innehåller urkalkstenen ofta lager eller linser av leptit eller hälleflinta. Vanligen är det fråga om mycket tunna, veckade och avslitna, delvis skarniga lager, men ibland uppträder mäktigare inlagringar. Där sådana mäktigare leptitlager anstår inom brytvärda zoner, kan man ofta se hur de står kvar som skivor efter brytningen. Här kan påpekas att leptitlagren är mäktigast och talrikast inom det norra urkalkstensstråket.

De flesta av leptitinlagringarna är mycket finkorniga och övergår delvis i hälleflinta. Dessa mycket täta bergarter är vanligen grönaktigt grå till färgen samt har ett mussligt brott. Vid mikroskopisk analys av sådan hälleflinta finner man att ca 50 % av mineralinnehållet utgörs av kvarts och fältspat, medan resten i huvudsak består av färglös glimmer. Därtill kommer spridda turmalinkristaller samt epidot i smutsbruna fläckar. Halten av turmalin kan f.ö. bli förhållandevis hög och uppgå till omkring 1 %. Hälleflintlagren innehåller ibland också rikligt med tremolit reglerad i skiffrihetsplanet. Mineralen bildar ofta långa kristaller, vilka ibland är ordnade radialstråligt (fig. 25).

Vid analys av något grövre leptitlager finner man att dessa är mycket jämnkorniga samt har en typisk grano- till lepidoblastisk textur. Kvarts är huvudmineral, vartill kommer väsentliga mängder av fältspat och glimmer, som f.ö. består av lika delar biotit och muskovit. Noteras bör att turmalin uppträder även i dessa grövre leptiter. Som accessoriska mineral tillkommer också zirkon, titanit och malm.

Av malm har förutom pyrit även observerats små mängder av blyglans och zinkblände. De uppträder framförallt i anslutning till leptitinlagringar och skarnpartier, men förekommer även i ren marmor. På ett flertal ställen finns i anslutning till marmorstråken mindre skärpningar efter malm. Längre åt öster har silverhaltig blyglans varit föremål för brytning bl.a. vid Glanshammars kyrka (Gamla gruvan) och vid Skala (Evighetsgruvan). En utförligare beskrivning härav har givits av Gorbatshev (1972).

Vid de tektoniska påkänningar som drabbat suprakrustalkomplexet har leptit- hälleflintlagren delvis verkat som glidplan efter vilka rörelser ägt rum. Tecken härpå är glidrefflor, vilka ofta uppträder på ytor, som står i nära kontakt med marmor. Av glidrefflorna framgår att rörelserna delvis varit av vertikal natur. Påpekas bör också att rörelseplanen är ostvästliga eller följer marmorstråkens riktning.

I anslutning till urkalkstenens norra utgående förekommer en del mera typiskt skiktade suprakrustalbergarter, av vilka vissa sannolikt är ursprungligen kalkbandade sediment. Nr 217 i tab. 16 är ett exempel på en normal skarnbandad leptit, där epidot uppträder som skarnmineral. Halterna av kvarts, kalifältspat och biotit är relativt höga, medan muskovit och epidot förekommer i något mindre mängd. Vidare kan påpekas att malhalten är relativt hög och att malmen uppträder som magnetit.

Tabell 16. URKALKSTENSETAGEN. LEPTITER OCH GLIMMERSKIFFER.

Crystalline limestone and dolomite stage. Leptites and mica-schist.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, omräknad i vikts % för Na₂O, K₂O och CaO, Niggli-värdet $k = K/Na + K$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na₂O, K₂O and CaO, Niggli value $k = K/Na + K$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	43	44	217	220	370
Kvarts	4	2	21	44	38
Mikroklin	27	44	29	9	13
Plagioklas	1	7	1	0.9	25
Muskovit	-	-	8	22	8
Biotit	57	26	25	23	15
Epidot	2	11	10	-	0.3
Hornblände	5	-	-	-	-
Apatit	-	-	0.1	0.4	-
Zirkon	-	-	-	0.1	0.3
Titanit	2	2	1	-	0.1
Turmalin	-	-	-	0.9	+
Malm	2	8	5	-	0.2
Vikts % för Na ₂ O	0.1	0.7	0.1	0.2	2.5
K ₂ O	6.9	7.7	6.5	5.4	4.0
CaO	1.9	3.4	2.9	0.3	0.6
$k = K/Na + K$	0.97	0.88	0.97	0.95	0.53
Mol % An i plagioklas	-	~35	-	10	10-15
Venlig kornstorlek	0.04-0.1	0.04-0.1	0.05-0.5	0.05-0.2	0.03-0.3
Enstaka korn	1.0	0.3		0.4	
Strökorn	~5.0	~0.5			

43. Mörkgrå, hornbländeförande hybridleptit. 600 m SSV Balsna (6e), 658180/147475.

Dark grey, hybride leptite, bearing hornblende.

44. Gröngrå, skarnbandad hybridleptit. 650 m S Balsna (6e), 658170/147495.
Greenish grey, skarn-banded hybride leptite.217. Grå, skarnförande leptit. 250 m OSO Kullstorp (6e), 658145/147020.
Grey, skarn-bearing leptite.220. Grå glimmerskiffer. 300 m OSO Kullstorp (6e), 658135/147015.
Grey mica-schist.370. Leptitlager i urkalksten. 600 m NO Mantorp (6e), 658115/147180.
Layer of leptite in crystalline limestone and dolomite.

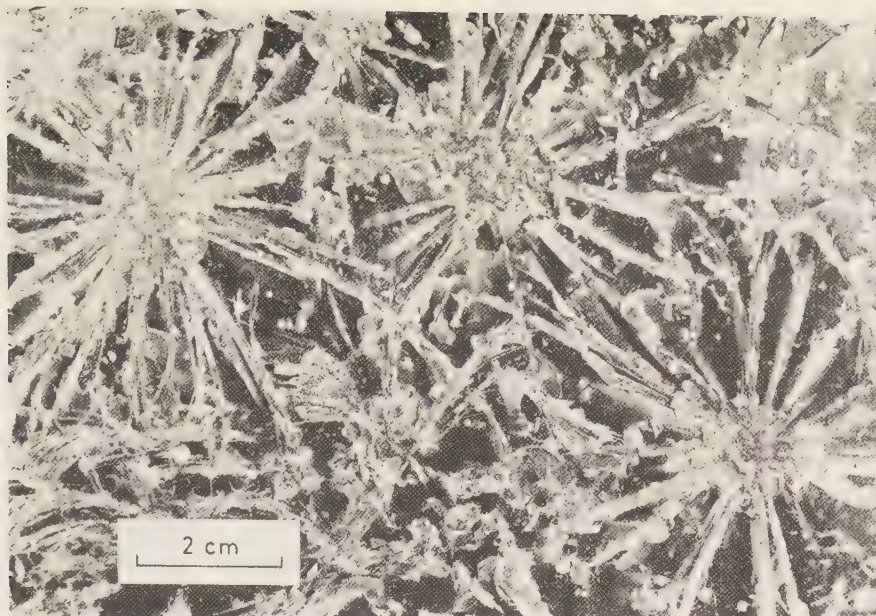


Fig. 25. Radialstråligt anordnade tremolitkristaller i hälleflinta.
450 m SSO om Bogärdet (6e). Foto H. Wikman 1972.
Radiating crystals of tremolite in hälleflinta.

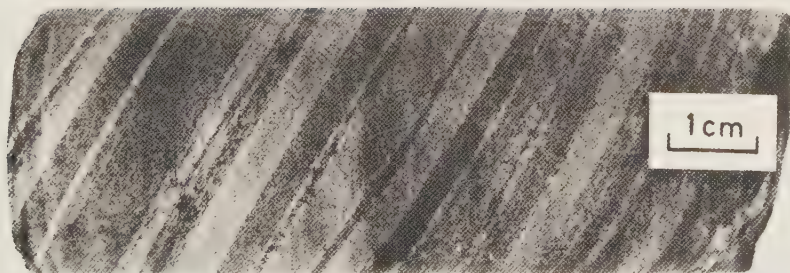


Fig. 26. Finskiktad leptit från den bandade leptitetagen.
Borrhål nr 3, 600 m NNV om Ramstena (6e).
Foto H. Wikman 1972.
Thin-banded leptite from the banded leptite stage.

Ännu högre är järnmalmshalten i nr 44, tab. 16, som utgör en mera extrem, epidotbandad leptit. Magnetiten uppträder i detta prov i tydliga skikt, som växlar med mera epidotrika lager. Intressant i detta prov är vidare den låga kvartshalten samt plagioklasens höga anortithalt. Dessutom kan noteras att titanit förekommer i relativt stor mängd. Förmodligen har vi här att göra med ett ursprungligen kalkskiktat järnrikt sediment, som sannolikt delvis avsatts genom kemisk utfällning.

I anslutning till de skarnbandade leptiterna förekommer även grå, svagt skiktad glimmerskiffer. Texturen är utpräglad leptidoblastisk, och som framgår av nr 220 i tab. 16 utgör kvarts och glimmer omkring 90 % av mineralinnehållet. Fältspathalten, som är låg, domineras helt av mikroklin. Som accessoriska mineral uppträder epidot, zirkon, titanit, turmalin och malm. Det skall särskilt betonas att turmalin uppträder även i denna bergartstyp. De höga kvarts- och glimmerhalterna jämsides med den ringa halten av fältspat antyder att vi här har att göra med ett metasediment, vars material förmodligen varit både vittrat och långtransporterat.

I närheten av urkalksten och skarnbandad leptit förekommer strax SSV om Balsna en egendomlig hybridbergart. Den är mörkt grå, skiffrig, samt innehåller porfyroblaster av hornblände. Som framgår av nr 43 i tab. 16, består bergarten i huvudsak av biotit och mikroklin, vartill kommer små mängder av kvarts och hornblände. Underordnat uppträder även plagioklas, epidot, titanit och malm. Beträffande malmen kan f.ö. påpekas att denna i likhet med malmen i nr 43 utgörs av magnetit.

Som helhet kan beträffande ovan beskrivna suprakrustalbergarter inom urkalkstenssetagen sägas, att de till alla delar stöder hypotesen om att denna i huvudsak avsatts submarint. Relativt hög plagioklashalt inom vissa leptitinlagringar i urkalkstenen antyder dock att vulkanism kan ha pågått under kalkstenens sedimentationsperiod.

10 BANDADE LEPTITETAGEN

Med den bandade leptitetagen avses de grå, finkorniga, utpräglad bandade bergarter, som anstår söder om det norra urkalkstensstråket och som stratigrafiskt sett överlagrar denna horisont. Redan här skall påpekas att bandningen i de flesta fall beror på sedimentär skiktning. På enstaka

ställen förekommer dock tunna lager av framför allt basiska bergarter, vilka ej otvetydigt kan antas vara sedimenterade. Likaså uppträder tunnare kvartslager vilka icke utan tvekan anses för sediment. Bandade leptitotagen har därför valts som ett mera neutralt uttryck för en i huvudsak sedimentärt skiktad lagserie.

Kemiskt och mineralogiskt kan den bandade leptitotagen delas upp på tre huvudgrupper.

1. Natronbetonade, glest skiktade eller homogena leptiter.
2. Alkaliintermediära, oftast finskiktade, glimmerrika leptiter (delvis glimmerskiffer).
3. Basiska, metadacitiska leptiter.

Här bör anmärkas att indelningen ovan ej är skarp och att det förekommer övergångar mellan grupperna.

10.1 Natronleptiter

Inom den bandade utagen utgör natronleptiterna de mera homogena eller glest skiktade partier. De framträder i fält även genom sin grönot-lvliga leptiter ofta betydligt ljusare färg. De ljusa färgnyanserna beror främst på låg halt av biotit. Vidare lägger man redan i fält märke till den ringa kornstorleken i dessa leptiter. Natronleptiterna är således ofta musliga i utseendet och kan i vissa fall betecknas som källeflinta (jfr s. 12). Mineralinnehållsbestämningen framgår av tab. 17, medan tab. 19 innehåller kemiska analyser av natronleptiter. Dessutom har alla förhållandena inom den bandade utagen återgivits i diagram 4 och 5.

Natronleptiternas textur är i de flesta fall utpräglad granoblastisk, men kan i de mest finkorniga källeflintorna övergå i mikropoikilitliknande textur. Kvarts och plagioklas utgör vanligen tillsammans omkring 80-90 % av mineralinnehållet. Inbördes dominerar dock kvarts med halter på upp emot 50 %. Procenttalen för mikroklin är genomgående låga, vilket även gäller för glimmer. Av glimmermineralen är biotit det vanligaste, medan muskovit uppträder underordnat. Biotiten är f.ö. ofta helt eller delvis omvandlad till klorit. Som accessoriska mineral förekommer epidot, apatit, zirkon, titanit, turmalin, flusspat och malm. Halterna är vanligen mycket låga, men kan i något enstaka fall uppgå till någon procent. Den höga halten av malm i nr 9 beror på impregneringen av svavelkis. Svavelkisen är förmodligen lokaliserad till en sprickzon och har f.ö.

varit föremål för en liten skärpning i omedelbar närhet av den punkt där nr 9 togs. Smärre skärpningar efter kismalm är en relativt vanlig företeelse inom den bandade etagen. Även provborrningar efter malm har utförts på vissa ställen (jfr s. 16). Mineraliseringarna förefaller till största delen vara lokaliserade till de nordvästliga sprickzonerna, men även de ostvästliga svaghetsplanen kan misstänkas ha utgjort anrikningsställen.

Av de kemiska analyserna i tab. 19 framstår den höga halten av Na_2O jämfört med K_2O . Detta förhållande framgår även av de båda diagrammen. Observera i diagram 4 att natronleptiternas punktgrupp överlappas av meta-dacitgruppen. Vidare är SiO_2 -halten hög samtidigt som halten av Al_2O_3 är relativt låg. Detta tyder på att natronleptiterna knappast kan representera normala vittringssediment. I stället pekar mycket på att vi har med vattenlagrade tuffer att göra, och att materialet till dessa inte varit föremål för någon genomgripande vittring eller transport.

10.2 Alkaliintermediära leptiter (delvis glimmerskiffer)

Denna grupp är den dominerande inom den bandade leptitetagen och omfattar i stort sett alla markant skiktade leptiter. Skikttjockleken varierar inom vida gränser, men oftast är leptiterna finskiktade. I vissa fall är skiktningen så fin att laminering (jfr Pettijohn 1957, s. 159) vore ett mera adekvat uttryck (fig. 26). Skikttjockleken kan i sådana fall gå ned till någon tiondels millimeter. Skikten är alltid mer eller mindre parallella, medan typisk korsskiktning ej har observerats. Övriga skiktstrukturer inom den bandade serien har beskrivits i strukturkapitlet.

Här kan f.ö. påpekas att den utpräglade bandningen inom etagen till största delen beror på växlingar i biotitmängd. Redan en ganska måttlig ändring av biotithalten ger sig till känna genom en färgskiftning. Kornstorleksändringar ger självfallet också upphov till skiktstrukturer, men framträder först när ändringarna är relativt stora. Olikheter i kornstorlek är emellertid ganska små inom de bandade leptiterna och torde därför vara av underordnad betydelse för utbildningen av skiktning.

De skiktade leptiterna är vanligen ej fullt så finkorniga som de mera homogena och täta natronleptiterna, men i vissa fall kan kornstorleken gå ned under 0.05 mm (jfr tab. 18). Texturen är vanligen granoblastisk, men p.g.a. hög glimmerhalt är lepidoblastisk textur ej ovanlig.

Tabell 17. BANDADE ETAGEN. NATRONLEPTITER.

Banded stage. Sodio leptites.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, beräknad i vikts % för Na_2O , K_2O och CaO , Niggli-värdet $k = K/Na + K$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na_2O , K_2O and CaO , Niggli value $k = K/Na + K$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	2	7	9	26	29
Kvarts	45	43	38	49	48
Mikroklin (ngt pertit)	2	9	9	3	4
Plagioklas	45	42	41	31	36
Muskovit	3	0.3	+	0.4	0.1
Biotit	0.6	0.1	-	15	1
Klorit	2	5	3	+	10
Epidot	+	+	2	-	-
Apatit	+	+	0.6	0.6	+
Zirkon	0.2	+	+	+	+
Titanit	-	-	+	-	-
Turmalin	-	-	-	1	-
Flusspat	-	-	-	-	+
Malm	2	1	6	-	1
Vikts % för Na_2O	4.8	4.5	4.2	3.4	3.8
K_2O	0.8	1.5	1.4	1.4	0.7
CaO	0.7	0.9	1.3	1.0	0.7
$k = K/Na + K$	0.10	0.20	0.18	0.21	0.10
Mol % An i plagioklas	5-10	10	0-5	~10	~10
Vanlig kornstorlek	0.02-0.04	0.1-0.2	0.1-0.5	0.03-0.1	0.08-0.1
Enstaka korn	0.08				

2. Ljusgrå, glest bandad, glimmerfattig leptit (jfr tab. 20, nr 2).
300 m V Norrberga (6e), 658090/147460.
Light grey, thick-banded leptite, poor in mica (cf. table 20, no 2).
7. Ljusgrå, glest bandad, glimmerfattig leptit (jfr tab. 20, nr 7).
100 m NV Hällby (6d), 658150/146815.
Light grey, thick-banded leptite, poor in mica (cf. table 20, no 7).
9. Grå, bandad, kisleförande leptit. 400 m VVV Hällby (6d), 658150/146785.
Grey, banded leptite, bearing pyrite.
26. Grå, bandad leptit. Röne (6e), 658045/147450.
Grey, banded leptite.
29. Grå, glest bandad leptit. 500 m NO Ramstena (6e), 658030/147355.
Grey, thick-banded leptite.

Tabell 18. BANDADE ETAGEN. INTERMEDIÄRA LEPTITER (DELVIS GLIMMERSKIFTER).
Banded stage. Intermediate leptites (partly mica-schist).

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, omräknad i vikts % för Na_2O , K_2O och CaO , Niggli-värdet $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na_2O , K_2O and CaO , Niggli value $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	1	10	14	23	224
Kvarts	36	47	34	41	32
Mikroklin (pertitisk)	15	14	22	12	14
Plagioklas	33	20	24	25	31
Muskovit	-	7	-	3	0.2
Biotit	15	0.9	19	17	19
Klorit	+	8	-	-	0.7
Epidot	+	-	+	-	-
Hornblände	-	-	-	-	1
Granat	-	-	0.1	0.9	-
Apatit	0.6	+	0.1	0.1	0.5
Zirkon	+	+	+	-	+
Titanit	-	+	-	-	0.5
Turnalin	+	-	-	-	-
Kalcit	-	-	0.9	1	0.5
Malm	0.6	3	-	-	0.1
Vikts % för Na_2O	2.9	2.1	2.8	2.5	2.9
K_2O	4.1	3.0	4.6	3.3	3.4
CaO	0.6	0.4	1.0	0.5	0.8
$k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$	0.48	0.50	0.52	0.47	0.44
Mol % An i plagioklas	2-5	~10	0-5	10	10-12
Vanlig kornstorlek	0.01-0.05	~0.1	~0.1	0.04-0.1	0.04-0.2
Enstaka korn	0.07	0.3		0.2	
Strökorn				1.0	

1. Mörkt grå, tätbandad leptit (jfr tab. 20, nr 1). 100 m NO Norrberga (6e), 658100/147500.
Dark grey, thin-banded leptite (cf. table 20, no 1).
10. Grå, tätbandad leptit. 350 m O Västsätter (6d), 658035/146910.
Grey, thin-banded leptite.
14. Grå, tätbandad leptit. 1250 m NV Götavi (5e), 658040/147055.
Grey, thin-banded leptite.
23. Grå, granatförande, bandad leptit. 700 m O Ramstena (5e), 657990/147385.
Grey, banded leptite, bearing garnet.
224. Grå, tätbandad leptit. 750 m ONO Västsätter (5e), 658045/146950.
Grey, thin-banded leptite.

Tabell 18. (forts.)

Provnummer	17	25	266	Bh 3	22	222
Kvarts	43	31	25	38	27	42
Mikroklin (pertitisk)	8	12	32	22	5	-
Plagioklas	14	15	22	13	16	13
Muskovit	8	0.4	5	11	-	24
Biotit	24	40	15	15	29	12
Klorit	2	-	-	+	-	-
Epidot	-	+	+	+	+	4
Hornblände	-	-	-	-	-	-
Granat	0.4	-	-	-	11	3
Apatit	0.1	0.6	+	0.3	+	-
Zirkon	+	+	0.2	+	0.3	+
Titanit	-	-	+	-	-	-
Turmalin	-	0.3	-	-	-	-
Prehnit	-	-	-	-	-	0.7
Kalcit	-	-	-	-	-	1
Malm	0.6	0.4	0.3	0.7	12	-
Vikts % för Na ₂ O	1.4	1.6	2.4	1.3	1.5	1.3
K ₂ O	2.6	4.5	6.7	5.6	2.1	3.6
CaO	0.4	0.5	0.3	0.2	0.3	1.2
k = K/Na + K	0.55	0.65	0.65	0.74	0.48	0.64
Mol % An i plagioklas	10-15	5	5-10	~10	~10	10
Vanlig kornstorlek	~0.1	0.02-0.08	0.05-0.2	0.05	0.05-0.1	0.05-0.2
Enstaka korn		0.2		5.0	0.2	0.3
Ströckorn						

17. Grå, delvis tätbandad leptit, i kontakt med pegmatit. 300 m NV Mantorp (6e), 658075/147120.
Grey, partly thin-banded leptite, in contact with pegmatite.
25. Grå, bandad leptit. 700 m VNV Röne (6e), 658045/147380.
Grey, banded leptite.
266. Grå, glest bandad leptit. 300 m NV Ramstena (6e), 658010/147285.
Grey, thick-banded leptite.
- Bh3. Ljusgrå, tätbandad, svagt fläckig leptit. 500 m NNV Ramstena (6e), 658050/147285.
Light grey, thin-banded, somewhat spotted leptite.
22. Mörkgrå, tätbandad leptit. 600 m SO Larstorp (6e), 657940/147275.
Dark grey, thin-banded leptite.
222. Grönaktigt grå, bandad leptit. 500 m S Kullstorp (6d), 658110/146995.
Greenish grey, banded leptite.

Tabell 19. BANDADE ETAGEN. NATRONLEPTITER OCH INTERMEDIÄRA LEPTITER.
Banded stage. Sodio and intermediate leptites.

Kemiska analyser i vikts % (- ej bestämd), CIPW-norm, katjon %, anjon-
innehåll (på 100 katjoner) och Niggli värden.
Chemical analyses in weight % (- not determined), CIPW-norm, cation %, anion contents (for 100 cations) and Niggli values.

Analysnummer	2	7	445	1	442
SiO ₂	75.6	77.5	75.0	65.8	66.7
TiO ₂	0.19	0.15	0.20	0.55	0.59
Al ₂ O ₃	12.8	12.3	13.9	15.0	15.6
Fe ₂ O ₃	0.3	0	0.1	0.6	0.4
FeO	0.7	1.0	2.1	3.4	3.9
MnO	0.02	0.03	0.04	0.10	0.05
MgO	0.41	0.4	0.79	1.4	2.2
CaO	0.5	0.5	1.5	1.0	2.5
Na ₂ O	6.0	4.9	5.7	3.1	1.6
K ₂ O	0.4	2.4	0.7	6.1	5.0
H ₂ O >105°C	2.3	0.2	0.5	1.9	1.2
H ₂ O <105°C	-	0.2	-	-	-
P ₂ O ₅	-	0.01	-	-	-
CO ₂	0.01	0.01	-	-	-
S	-	0.01	-	-	-
BaO	0.06	0.04	0.02	0.21	0.19
Summa	99.29	99.65	100.55	99.16	99.93
CIPW-norm					
Q	37.4	37.6	33.0	17.9	26.8
C	1.6	0.7	1.0	1.3	2.9
Or	2.4	14.3	4.1	36.3	29.6
Ab	51.1	41.7	48.0	26.4	13.5
An	2.6	2.5	7.4	5.4	12.7
En	1.0	1.0	2.0	3.5	5.5
Fs	0.8	1.7	3.5	4.9	6.0
Mt	0.4	-	0.1	1.2	0.6
Il	0.4	0.3	0.4	1.0	1.1
Cc	-	0.0	-	-	-
Summa	97.7	99.8	99.5	97.9	98.7

Tabell 19. (forts.)

Analysnummer	2	7	445	1	442
Kattjon %					
Si	72.0	72.6	69.4	63.0	63.7
Ti	0.1	0.1	0.1	0.4	0.4
Al	14.4	13.6	15.1	16.9	17.6
Fe ³⁺	0.2	0	0.1	0.6	0.3
Fe ²⁺	0.6	0.8	1.6	2.7	3.1
Mn	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
Mg	0.6	0.6	1.1	2.0	3.1
Ca	0.5	0.5	1.5	1.0	2.6
Na	11.1	8.9	10.2	5.8	3.0
K	0.5	2.9	0.8	7.4	6.1
P	-	0.0	-	-	-
C	0.0	0.0	-	-	-
Ba	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1
Summa	100.0	100.0	99.9	100.0	100.0
Anjoniannehåll					
O	166	173	170	158	165
OH	15	1	3	12	8
S	-	0.0	-	-	-
Summa	181	174	173	170	173
Nigglivärden					
si	484	498	398	292	283
qz	+228	+237	+172	+70	+103
al	48	47	43	39	39
fm	9	10	16	25	29
c	4	3	9	5	12
alk	39	40	32	31	20
mg	0.42	0.40	0.38	0.37	0.47
k	0.04	0.24	0.07	0.56	0.67
ti	0.9	0.7	0.8	1.8	1.9
h	49	4	9	28	17
w	0.27	0	0.04	0.17	0.08
p	-	0.0	-	-	-
co ₂	0.1	0.0	-	-	-
s	-	0.0	-	-	-
T	+9	+6	+11	+9	+19
t	+6	+3	+2	+4	+7

2. Ljusgrå, homogen, glimmerfattig leptit. 300 m V Norrberga (6e), 658090/147460.
Light grey, homogenous leptite, poor in mica.
7. Ljusgrå, homogen, glimmerfattig leptit. 100 m NV Hallby (6d), 658150/146815.
Light grey, homogenous leptite, poor in mica.
445. Grå, bandad leptit. 350 m NV Ramstena (6e), 658010/147275.
Grey, banded leptite.
1. Mörkt grå, tätbandad leptit. 100 m NO Norrberga (6e), 658100/147500.
Dark grey, thin-banded leptite.
442. Grå, bandad leptite. 700 m NNV Ramstena (6e), 658060/147280.
Grey, banded leptite.

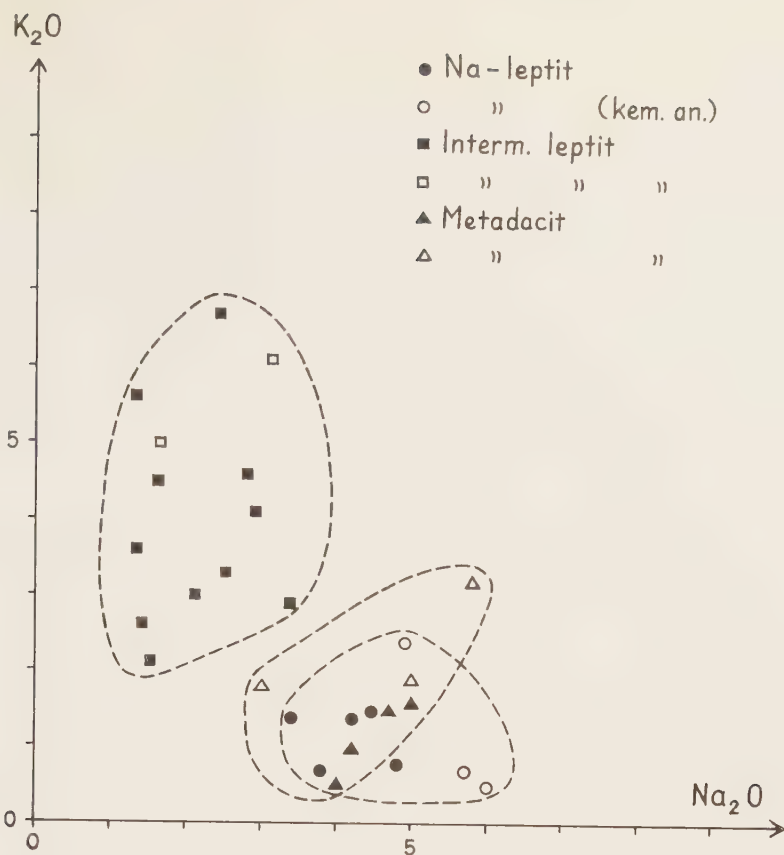


Diagram 4. Na_2O - K_2O diagram (vikts %) för leptoniter från den bandade leptonitetagen (tab. 17-21).

Na_2O - K_2O diagram (weight %) of leptonites from the banded leptonite stage (tables 17-21).

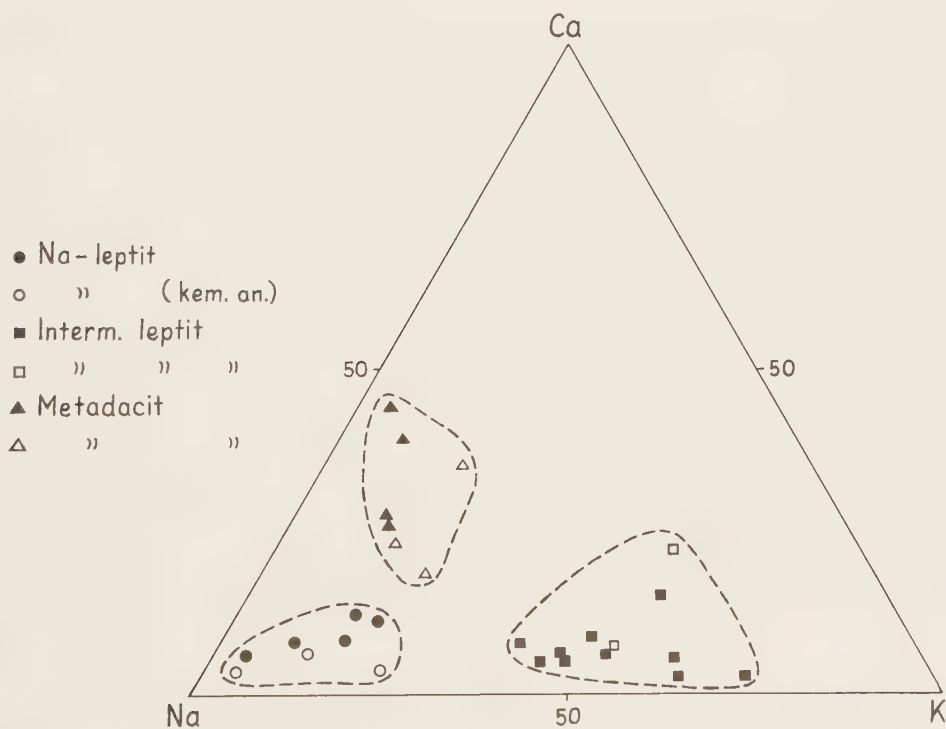


Diagram 5. Ca-Na-K diagram (atomprop.) för leptoniter från den bandade leptonitetagen (tab. 17-21).

Ca-Na-K diagram (atomic prop.) of leptonites from the banded leptonite stage (tables 17-21).

Kvarts är det dominerande mineralet och uppgår i de flesta fall till minst 25 volymprocent, i vissa fall ända upp till 50 %. I de mera välbevarade leptiterna har kvartsen vanligen jämna korngränser, men inom Rinkabyområdets västra del uppträder även suturerade och granulerade former. Förmodligen hänger detta samman med det västerut ökande granitinslaget. Kalifältspaten utgörs i huvudsak av mikroklin, men ibland förekommer även pertitiska former. Plagioklasen har oftast låg anortit-halt samt är ej sällan kraftigt sericitiserad.

Glimmermineralen domineras oftast helt av biotit, men muskovit kan i enstaka fall uppträda i lika stor eller större mängd. Biotiten är ej sällan omvandlad till klorit med anomal violett interferensfärg. Optiska bestämningar på biotit, med pleokroism i svagt grönbrunt till mörkbrunt, gav $n_{\gamma} = 1.640$ och $2V \approx 5^{\circ}$, vilket är liktydigt med en lepidomelan (Burckhardt, 1943). Beträffande muskovit kan påpekas att mineralet ibland uppträder som stora poikiloblastiska korn, vilka ej ligger i den allmänna skiffrihetsriktningen. Detta har sin förklaring i att den bandade leptitetagen mycket ofta har shearplan utbildade i nordväst-sydost, vilken riktning sammanfaller med riktningen på de stora förkastningarna inom Rinkabyområdet (jfr s. 28).

De höga glimmerhalterna är ett av de skiktade leptiternas främsta kännetecken, som skiljer dem från natronleptiterna. I många fall är glimmermängden så stor att leptiterna övergår i glimmerskiffer (jfr tab. 18, nr 25, 22 och 222). Beträffande nr 22 kan f.ö. noteras att detta prov innehåller 10 % granat och 12 % kismalm. Denna glimmerskiffertyp, som uppträder mycket lokalt, påminner om svartskiffern i nästa etage.

Av de accessoriska mineralen är apatit och malm vanligast och uppträder i så gott som samtliga prov. Vanliga accessorier är vidare zirkon och titanit, medan turmalin, kalcit och serpentin uppträder mera sporadiskt. Kalcit förekommer f.ö. alltid som sprickfyllnad. Beträffande malmhalterna kan påpekas att dessa till stor del utgörs av svavelkis. Små skärpningar efter svavelkis förekommer också på flera ställen inom den bandade etagen.

I de skiktade leptiterna uppträder här och var tunna, delvis boudinerade lager, som vanligen är hornblände- och/eller epidotförande. I vissa fall kan man misstänka att det rör sig om inslag av basisk vulkanism, eftersom tunna amfibolitlager finns här och var, men till stor del får man nog anta att vi har att göra med skikt som har haft en hög kalkhalt. Här

kan också påpekas att de skiktade leptiterna innehåller talrika, tunna, boudinerade kvartslager. De är vanligen helt monomineraliska och representerar eventuellt omvandlade flintlager.

Jämfört med natronleptiterna framträder de skiktade leptiternas väsentligt högre glimmer- och kalifältspathhalter jämsides med den lägre halten av plagioklas. Detta förhållande, som kan studeras i tab. 18, återspeglas också i de kemiska analyserna i tab. 19. Som framgår härav är SiO_2 -halten lägre, samtidigt som Al_2O_3 uppvisar högre värden. Vidare har halterna av MgO och CaO ökat liksom framförallt halten av K_2O . Sistnämnda förhållande framgår också tydligt av diagram 4 och 5, där de båda leptittypernas punktgrupper inter skilda lägen. Vidare tyder den markanta skiktningen på att vi har med sedimenterade bergarter att göra, där inslaget av vittrat och eventuellt långtransporterat detritusmaterial utgör en icke oväsentlig del. Huvuddelen av materialet i de skiktade leptiterna förefaller dock vara av vulkanisk natur, antingen primärt eller anlagrat. De bandade leptiterna torde av denna anledning utgöra metamorfa tuffer och tuffiter med inslag av mera skifferartade partier.

10.3 Metadaciter

Inom den bandade leptitetagens övre del uppträder relativt rikligt med basiska, metadacitiska leptiter. Till det yttre skiljer de sig föga från de skiktade alkaliintermediära leptiterna. Skiktningen är dock ofta ej så tät som inom de surare leptiterna. Dessutom är ibland färgen något grönaktigt grå i stället för rent grå. Växellagring mellan sura och basiska skikt gör det ännu svårare att i fält urskilja de basiska lagren.

Liksom de surare leptiterna är metadaciterna finkorniga samt har en mycket jämn kornstorlek. Texturen växlar något beroende på mineralinnehåll, men är oftast granoblastisk. Kraftigt omvandlade former har dock ofta en mera ojämn textur med xenoblastiska, delvis suturerade korn. Likaså kännetecknas de av att det hornblände, som vanligen uppträder i metadaciterna, ersatts av cummingtonit.

Förutom en relativt hög halt av amfibol utmärkes metadaciterna av en hög plagioklashalt samtidigt som halten av kvarts är relativt låg. Plagioklasen är dessutom, vid jämförelse med de surare leptiterna, betydligt kalkrikare (jfr tab. 20 och 21). Detta förhållande återspeglas också av

Tabell 20. BANDADE STAGEN. METADACIT.

Banded stage. Metadacite.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, omräknad i vikts % för Na₂O, K₂O och CaO; Niggli-värdet $k = K/Na + K$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, inferred weight % for Na₂O, K₂O and CaO, Niggli value $k = K/Na + K$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	6	18	227	268
Kvarts	9	3	14	21
Mikroklin	4	-	2	3
Plagioklas	54	54	52	48
Muskovit	-	-	+	0.2
Biotit	20	19	18	-
Klorit	-	-	3	0.2
Sillimanit	0.3	-	-	-
Epidot	4	-	0.3	-
Hornblände	-	21	9	25
Cummingtonit	7	-	-	-
Granat	-	0.5	-	-
Apatit	0.9	0.3	0.7	0.9
Zirkon	-	-	-	0.5
Malm	1	2	0.5	0.9
Vikts % för Na ₂ O	5.0	4.2	4.7	4.0
K ₂ O	1.6	1.0	1.5	0.5
CaO	4.0	5.8	3.8	6.3
$k = K/Na + K$	0.15	0.14	0.17	0.07
Mol % An i plagioklas	~15	25-30	20	~25
Vanlig kornstorlek	0.1-0.2	0.1-0.2	0.1-0.2	0.05-0.2
Enstaka korn	0.4			1.0

6. Grönaktigt grå, bandad metadacit (jfr tab. 21, nr 6). 750 m SSV Kullstorp (6d), 658085/146970.

Greenish grey, banded metadacite (cf. table 21, no 6).

18. Grå metadacit. 150 m VSV Götavi (5e), 657950/147135.

Grey metadacite.

227. Grönaktigt grå metadacit. 400 m ONO Hässleby (6d), 658120/146825.

Greenish grey metadacite.

268. Grå, glimmerfattig metadacit. 800 m NV Götavi (6e), 657975/147070.

Grey metadacite, poor in mica.

Tabell 21. BANDADE ETAGEN. BASISKA METAVULKANITER.

Banded stage. Basic metavolcanites.

Kemiska analyser i vikts % (- ej bestämd), CIPW-norm, katjon %, anjon-innehåll (på 100 katjoner) och Niggli-värden.

Chemical analyses in weight % (- not determined), CIPW-norm, cation %, anion contents (for 100 cations) and Niggli values.

Analysnummer	6	411	400
SiO ₂	67.4	61.8	58.8
TiO ₂	0.49	0.65	0.63
Al ₂ O ₃	15.2	16.0	17.9
Fe ₂ O ₃	0.1	0.7	0.8
FeO	3.9	5.0	5.2
MnO	0.06	0.11	0.14
MgO	2.1	3.1	2.3
CaO	4.1	3.3	3.2
Na ₂ O	3.0	5.0	5.8
K ₂ O	1.8	1.9	3.2
H ₂ O >105°C	1.3	1.5	0.9
H ₂ O <105°C	0.3	0.3	0.2
P ₂ O ₅	0.10	0.23	0.24
CO ₂	0.07	0.06	0.12
F	-	0.11	0.10
S	0.04	0.19	0.07
BaO	0.10	0.02	0.08
Summa	100.06	100.01	99.71
- O för F, S	0.01	0.12	0.08
Korr. summa	100.05	99.89	99.63
CIPW-norm			
Q	28.7	11.5	0.7
C	1.2	0.6	1.7
Or	10.7	11.2	19.0
Ab	25.4	42.3	49.2
An	19.3	13.9	8.7
En	5.2	7.7	8.0
Fs	6.3	7.3	8.0
Mt	0.1	1.0	1.2
Il	0.9	1.3	1.2
Ap	0.2	0.5	0.6
Fr	-	0.2	0.2
Pr	0.1	0.4	0.1
Cc	0.2	0.1	0.3
Summa	98.5	98.9	98.9

Tabell 21. (forts.)

Analysnummer	6	411	400
Kattjon %			
Si	64.2	58.0	54.2
Ti	0.4	0.5	0.4
Al	17.1	17.7	19.5
Fe ³⁺	0.1	0.5	0.6
Fe ²⁺	3.1	3.9	4.0
Mn	0.0	0.1	0.1
Mg	3.0	4.3	4.4
Ca	4.2	3.3	2.3
Na	5.5	9.1	10.4
K	2.2	2.3	3.8
P	0.1	0.2	0.2
C	0.1	0.1	0.1
Ba	0.0	0.0	0.0
Summa	100.0	99.9	100.0
Anjoninschäli			
O	167	156	154
OH	8	11	7
F	-	0.3	0.3
S	0.1	0.3	0.1
Summa	175	168	161
Niggli värden			
si	281	217	193
qz	+113	+32	-8
al	97	33	35
fm	27	33	32
c	19	13	8
alk	17	21	25
mg	0.48	0.49	0.48
k	0.28	0.20	0.26
ti	1.5	1.8	1.6
h	18	21	12
w	0.02	0.11	0.12
p	0.17	0.34	0.33
co ₂	-	0.27	0.53
f ₂	-	1.2	1.0
s	0.3	1.2	-
T	+21	+12	+9
t	+2	-1	+1

6. Gröngrå, bandad metadacit. 750 m SSV Kullstorp (6d), 658085/146970.

Greenish grey, banded metadacite.

411. Grå metadacit. 725 m SSV Kullstorp (6d), 658085/146970.
Grey metadacite.

400. Grå, bandad metadacit. 250 m OSO Haga (6e), 658100/147415.
Grey, banded metadacite.

den höga CaO-halten i de kemiska analyserna, liksom av metadacitgruppens läge i diagram 5. Förutom kvarts, plagioklas och amfibol innehåller metadaciterna vanligen relativt mycket biotit. Övriga glimmermineral är dock underordnade. Som accessoriska mineral uppträder sillimanit, epidot, granat, apatit, zirkon och malm. Beträffande epidot bör dock påpekas att detta mineral kan uppträda i större mängd. Vidare kan också noteras att apatit förekommer i relativt stor mängd i samtliga prov.

Jämför man metadaciterna (tab. 20 och 21) med de surare metabasiterna inom den undre avdelningen finner man relativt stora likheter både i mineralogi och kemi. Metadaciterna inom den bandade etagen är dock något plagioklasrikare, vilket återspeglas i högre halter av SiO_2 och Al_2O_3 . Klart avvikande är också förekomsten av skiktning hos dessa metadaciter, vilket styrker deras avsättning i vatten.

De metadacitiska bergarterna utgör inget markant avvikande inslag i den bandade leptitetagen och har förmodligen liksom övriga leptiter avsatts som tuffer eller tuffiter i ett vidsträckt sedimentationsbäcken. Deras uppträdande inom den bandade etagens övre del antyder dock att förhållandena ändrats under avsättningsperioden. Förmodligen har under denna tid inslaget av basisk vulkanism ökat kraftigt, vilket nu återspeglas i de metadacitiska lagren (jfr Hjelmqvist 1937b, 1938).

11 GLIMMERSKIFFERETAGEN

11.1 Svartskiffer

Den bandade etagens begränsning uppåt är som nämnts (s. 31) mycket vag och kan inte exakt bestämmas. Sannolikt står emellertid etagen direkt i kontakt med den svartskifferzon som bildar skifferetagens undre del. Svartskiffern är uppdelad på två horisonter, av vilka den undre är något mäktigare än den övre. De båda skifferhorisonterna mellanlagras av en zon med ljusare grå andalusitglimmerskiffer och natronbetnad leptit.

Skiffern är vanligen gråsvart till färgen samt mycket finkornig. På vitt-rad yta eller längs skiffrighetsplan är den dock ofta rostfärgad. Den innehåller vanligen betydande mängder av granat, som ibland är knuten till delvis avgränsade lager. På grund av sin hårdhet står granaterna upp på vittrade ytor, vilka därigenom får en viss knottighet (fig. 27).

Ännu mera framträdande är dock de några cm stora, linsformade eller rundade "bollar" av kvarts, som uppträder i riklig mängd och som ibland gör att skiffern liknar ett konglomerat. Fläckarna består nästan enbart av kvarts, som är finkornigast ut mot kanterna. Längs bollarnas kanter uppträder ibland en del glimmer samt här och var enstaka svavelkiskorn. Likartade bildningar i svartskiffer har beskrivits av Sundius (1923, s. 39) och Magnusson (1925, s. 30). Bollarna tolkas som flintartade konkretioner av kolloidal kiselsyra och anses bildade kort efter skifferns avlagring. Som framgår av fig. 27 uppträder emellertid inte bara kvarts i form av bollar utan även som längre stråk eller lager. Detta gör det troligt att flertalet bollar bildats genom boudinering av delvis sammanhängande kvartslager. Liksom konkretionerna i Grythytteskiffern kan de boudinerade kvartslagren tänkas ha utgjort flintlager i den nu undersökta svartskiffern.

Inom den undre svartskifferhorisontens bottenparti förekommer en basisk zon, som delvis innehåller rikligt med cummingtonit. På grund av skifferns mörka färg är det amfibolförande partiet ofta svårt att upptäcka. Förutom cummingtonit, som ofta är vackert tvillingbildad, uppträder stora poikiloblastiska granater i en svavelkisimpregnerad grundmassa av kvarts, fältspat och biotit. Kornstorleken inom detta parti är betydligt grövre än inom sådana partier, som är fattiga på granat och kvartsbollar. Eventuellt motsvarar detta basiska parti den metaspilit, som beskrivits av Sundius (1923, s. 192) från Grythytttefältets svartskiffer.

Modal analys av svartskiffer, fri från granater och kvartsbollar, redovisas i tab. 22, medan en kemisk analys återfinns i tab. 23. Av den kemiska analysen framstår särskilt den anmärkningsvärt låga halten av Al_2O_3 samt den mycket höga halten av FeO . Detta återspeglas i den modala analysen av låg fältspathalt samt hög halt av malm, som uppträder i huvudsak i form av svavelkis. Svartskiffern är oftast mycket finkornig, med en kornstorlek på omkring 0.04 mm. Texturen är jämnkornig och utpräglad lepidoblastisk. Biotit, som är det dominerande mineralet, har mörkbrun färg samt kraftig pleokroism. Optiska bestämningar gav $n_\gamma = 1.630$ och $2 V_\alpha = 10^\circ$, vilket enligt Burckhardt (1943) tyder på en järnrik biotit. Förutom glimmer uppträder kvarts, fältspat och malm som väsentliga mineral. Malmen uppträder i form av pyrit (jfr Sundius 1923, Marmo och Mikkola 1951), som endast mera sällan förekommer som distinkta korn med kristallform utan oftast bildar mycket finfördelade, delvis amorfa korn. Som accessoriska mineral uppträder apatit, zirkon och turmalin.

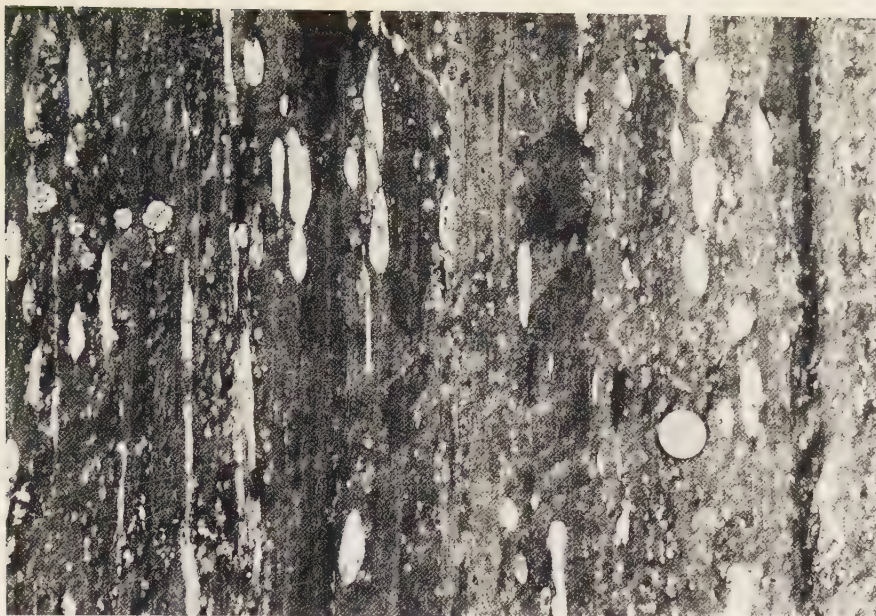


Fig. 27. Granatförande svartskiffer med "bollar" av kvarts.
Sjågesta (5e). Foto H. Wikman 1971.
Garnet-bearing black schist with "balls" of quartz.

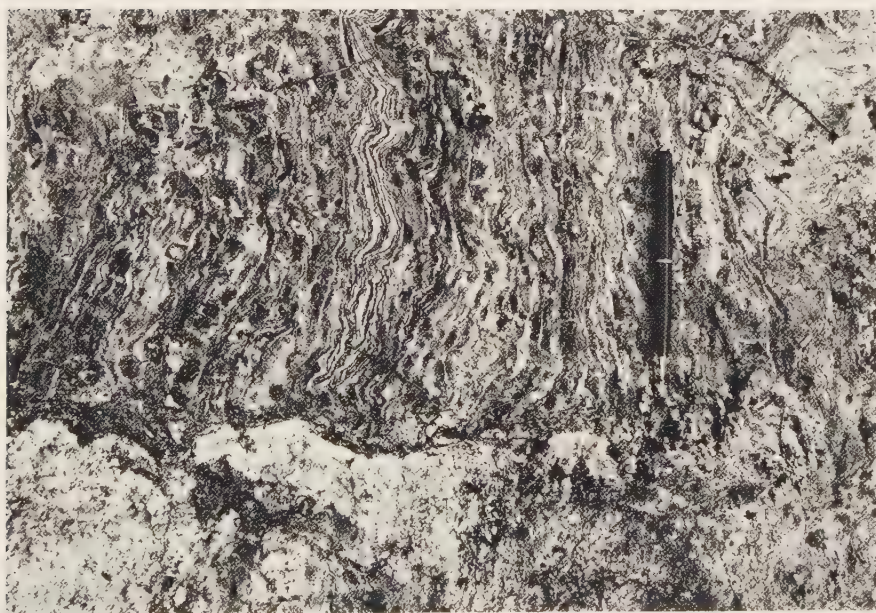


Fig. 28. Andalusitglimmerskiffer med bevarad skiktning
klippes av Örebrogranit. 750 m NO om Byggmästartorp (5e).
Foto H. Wikman 1971.
Andalusite-mica-schist with preserved bedding cut by
Örebro-granite.

Den höga svavelkishalten ger en antydning om att den miljö i vilken svartskiffern bildades sannolikt var mycket syrefattig. Enligt Twenhofel (1939) är villkoret för bildning av svartskiffer, att avsättningsmiljön kan bevara organiskt material, vilket vanligen är fallet i miljöer med begränsad syretillgång och dålig cirkulation. Sådana miljöer kan dock uppträda på många olika ställen (Krumbein & Sloss 1958), varför det är omöjligt att säkert säga om skiffern avsatts på grunt eller djupt vatten. Troli-
gast är dock att avsättningen skett på förhållandevis grunt vatten. Även snabb avsättning i grunt, öppet vatten kan enligt Rubey (1930) ge upphov till svartskiffer.

11.2 Glimmerskiffer

Större delen av glimmerskifferetagen upptas av grå glimmerskiffrar, som innehåller andalusit samt underordnat cordierit och/eller sillimanit. De bättre bevarade skiffrarna är oftast finskiktade, men vid kraftigare omkristallisation får vi en gradvis utplåning av skiktningen. Samtidigt uppträder andalusit, både i form av tillnärmat rektangulära porfyroblast-
ter och som delvis sammanhängande, längre "andalusitskikt", vilka följer den ursprungliga skiktningen (fig. 28). Observera även den intensiva små-
veckning som kan iakttas inom bättre bevarade partier. Vanligen är dock den ursprungliga skiktningen i det närmaste helt utplånad, varvid rela-
tivt mörkt grå andalusiter uppträder som spridda porfyroblast-
ter (fig. 29). Dessa är oftast omkring 1 cm stora, men kan i vissa fall uppnå
mått på 3 cm. De mera sammanhängande skikten representerar sannolikt ex-
tremt aluminiumrika skikt, i ett sediment som överhuvud taget har höga
aluminiumhalter. Som framgår av tab. 23 uppgår procenttalen för Al_2O_3
till omkring 20. Av analyserna framgår även den höga halten av MgO samt
de höga halterna av K_2O jämfört med Na_2O .

Som framgår av tab. 22, förekommer i de analyserade proven även cordierit,
som dock till största delen är helt omvandlad. Makroskopiskt framträder
cordieriten inte lika tydligt som andalusiten, utan det är vanligen först
i slip som mineralet kan påvisas. I ett kraftigt förskiffrat prov (tab.
22, nr 265), taget i ett av serorogen granit omslutet glimmerskifferparti
uppträder sillimanit i stället för andalusit.

Texturerna i glimmerskiffrarna är ofta mycket ojämna, med poikilitiska
partier eller porfyroblast-
ter som genomväver en gnejsig - lepidoblastisk

Tabell 22. GLIMMERSKIFFERETAGEN.

Mica-schist stage.

Mineralsammansättning i vol.% enligt point-countanalys, (cordierit omvandlad), omräknad i vikts % för Na_2O , K_2O och CaO , Niggli-värdet $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An i plagioklas och kornstorlek i mm.

Mineral composition in vol.% according to point-count analysis, (cordierite altered), inferred weight % for Na_2O , K_2O and CaO , Niggli value $k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$, mol % An in plagioclase and grain-size in mm.

Provnummer	11	146	265	156	377	157
Kvarts	27	15	29	28	38	22
Mikroklin (pertitisk)	25	14	0.7	23	6	9
Plagioklas	9	13	23	30	40	7
Muskovit	1	27	12	-	4	-
Biotit	18	20	17	13	6	48
Klorit	1	+	8	1	3	-
Cordierit	5	0.2	0.1	-	-	-
Andalusit	11	9	+	-	-	-
Sillimanit	2	1	8	-	-	-
Apatit	-	+	0.2	0.3	+	0.3
Zirkon	+	+	0.4	+	0.2	+
Titaniit	+	-	-	-	0.2	-
Turmalin	-	+	-	0.1	-	+
Rutil	-	+	-	-	-	-
Serpentin	+	-	1	0.1	-	-
Kalcit	-	0.1	-	4	-	-
Malm	0.7	1	1	0.6	2	14
Vikts % för Na_2O	0.8	1.2	2.5	3.0	4.1	0.6
K_2O	5.1	6.4	2.3	4.3	1.9	3.2
CaO	0.2	0.2	0.5	3.2	0.9	0.4
$k = \text{K}/\text{Na} + \text{K}$	0.81	0.78	0.38	0.49	0.23	0.77
Mol % An i plagioklas	15	~15	10-12	~20	10	~20
Vanlig kornstorlek	0.1-0.5	~0.2	0.2-0.4	0.1-0.2	0.05-0.1	0.02-0.04
Enstaka korn	5.0-10.0	5.0	3.0	1.0	0.5	0.1

11. Andalusitglimmerskiffer. 1500 m VSV Götavi (5e), 657930/147000.
Andalusite-mica-schist.

146. Andalusitglimmerskiffer (jfr tab. 23, nr 146). 850 m O Skogalund (5d),
657805/146905.
Andalusite-mica-schist (cf. table 23, no 146).

265. Sillimanitglimmerskiffer. 200 m V Solberga (5e), 657735/147225.
Sillimanite-mica-schist.

156. Grå, bandad leptit (jfr tab. 23, nr 156). 700 m V Mäjssta (5e),
657815/147265.
Grey, banded leptite (cf. table 23, no 156).

377. Grå leptit. 125 m S Eriksberg (f5), 657935/147535. (Örebro NO)
Grey leptite.

157. Svartskiffer. 500 m OSO Mäjssta (5e), 657805/147385.
Black schist.

Tabell 23. GLIMMERSKIPFERETAGEN.

Mica-schist stage.

Kemiska analyser i vikts % (- ej bestämd), CIPW-norm, katjon %, anjon-innehåll (på 100 katjoner) och Niggli värden.

Chemical analyses in weight % (- not determined), CIPW-norm, cation %, anion contents (for 100 cations) and Niggli values.

Analysnummer	146	437	156	440
SiO ₂	59.0	58.1	59.7	60.9
TiO ₂	0.73	0.84	0.70	0.34
Al ₂ O ₃	20.4	21.1	16.1	9.6
Fe ₂ O ₃	1.1	0.7	1.1	3.0
FeO	6.8	7.6	5.0	18.1
MnO	0.08	0.08	0.15	0.11
MgO	3.1	3.3	2.5	3.8
CaO	0.06	0.6	4.7	2.4
Na ₂ O	1.2	1.2	3.9	0.1
K ₂ O	4.0	3.9	2.9	0.9
H ₂ O >105°C	2.5	2.2	2.6	1.9
H ₂ O <105°C	-	0.4	-	-
P ₂ O ₅	-	0.12	-	-
CO ₂	-	0.06	-	-
F	-	0.12	-	-
S	-	0.13	-	-
BaO	0.08	0.09	0.11	0.06
Summa	99.05	100.54	99.46	101.21
- O för F, S	-	0.11	-	-
Korr. summa	99.05	100.43	99.46	101.21
CIPW-norm				
Q	26.1	25.2	9.9	31.8
C	13.0	14.4	-	4.0
Or	23.7	22.9	17.2	5.3
Ab	10.2	10.1	33.2	0.8
An	3.1	1.2	18.0	11.9
Wo	-	-	2.4	-
En	7.8	8.2	6.3	9.4
Fs	10.6	11.8	7.4	30.0
Mt	1.6	1.0	1.6	4.3
Il	1.4	1.6	1.3	0.6
Ap	-	0.3	-	-
Fr	-	0.2	-	-
Pr	-	0.2	-	-
Ce	-	0.1	-	-
Summa	97.5	97.2	97.3	98.1

Tabell 23. (forts.)

Analysnummer	146	437	156	440
Kation %				
Si	57.3	56.0	57.2	51.2
Ti	0.5	0.6	0.5	0.2
Al	23.4	24.0	18.2	11.4
Fe ³⁺	0.8	0.5	0.8	2.3
Fe ²⁺	5.5	6.1	4.0	15.2
Mn	0.1	0.0	0.1	0.1
Mg	4.5	4.7	3.6	5.7
Ca	0.6	0.6	4.8	2.6
Na	2.3	2.2	7.2	0.2
K	5.0	4.8	3.5	1.1
P	-	0.1	-	-
C	-	0.1	-	-
Ba	0.0	0.0	0.0	0.0
Summa	100.0	99.7	99.9	100.0
Anjoninnehåll				
O	198	157	154	161
OH	16	17	16	13
F	-	0.3	-	-
S	-	0.2	-	-
Summa	174	175	170	174
Niggilivärden				
si	214	203	205	190
qz	+60	+52	+28	+81
al	44	43	33	18
fm	41	42	31	72
c	2	2	17	8
alk	13	13	19	2
mg	0.41	0.41	0.41	0.24
k	0.58	0.63	0.52	0.85
ti	2.0	2.2	1.8	0.8
h	30	30	30	20
w	0.13	0.07	0.18	0.13
p	-	0.17	-	-
co ₂	-	0.27	-	-
f ₂	-	1.3	-	-
s	-	0.83	-	-
T	+30	+31	+13	+15
t	+28	+28	-4	+7

146. Grå andalusitglimmerskiffer. 850 m O Skogalund (5a), 657805/146905.
Grey andalusite-mica-schist.
437. Grå andalusitglimmerskiffer. 300 m NNO Byggmästartorp (5e),
657775/147060.
Grey andalusite-mica-schist.
156. Grå sedimentgnejs. 700 m V Måjsta (5e), 657815/147265.
Grey sedimentary gneiss.
440. Svartskiffer. Sjägesta (5e), 657860/147225.
Black schist.

grundmassa av xenoblastiska korn. Andalusit uppträder både som mera begränsade poikilitiska porfyroblaster och som vindlande, långa, poikilitiska stråk i grundmassan. Mineralen har grå interferensfärger samt en relativt markerad relief. Vidare har det en markerat rektangulär spaltning. Cordieriten, däremot, har betydligt lägre relief samt ljusare grå interferensfärger, vilket skiljer den från andalusiten.

Jämför man porfyroblaster av de båda mineralen, finner man att cordieriten är mest utpräglad poikilitisk. Den är vidare ej så avgränsad som andalusiten utan är utfingrande i grundmassan. Cordieriten är dessutom ofta kraftigt omvandlad, vilket mera sällan är fallet för andalusiten. Tillsammans med helt omvandlad cordierit uppträder emellertid även ibland frisk cordierit, varför mineralet förmodligen uppträder i två generationer (fig. 30). Den friska cordieriten är sannolikt senare bildad än den omvandlade eftersom den växer över lagring och skiffrighet. Uppträdandet tyder på att den friska varianten tillkommit under det serorogena skedet av den svekofenniska utvecklingen, medan den omvandlade cordieriten eventuellt bildats under den synorogena fasen.

Sillimaniten uppträder i skiffrarna i form av nålar eller kärvformiga knippen, vilka genomsätter grundmassan. Mineralen brukar ibland, särskilt i äldre litteratur, kallas för fibrolit när det uppträder på detta sätt (jfr Deer-Howie-Zussman 1967, vol. 1). Sillimaniten är sannolikt sent bildad och har observerats sätta igenom både andalusit och omvandlad cordierit. Förmodligen har det bildats serorogent, vilket antyds av ovan angivna prov nr 265. Mineralen, som uppträder i stor mängd i detta prov, genomsätter bl.a. omvandlad cordierit (fig. 31).

Som framgår av tab. 22 har glimmerskiffrarna relativt låga kvartshalter. Vidare kan konstateras att mängden fältspat varierar. Beträffande det inbördes förhållandet mellan fältspaterna finner man att detta växlar kraftigt. Här bör dock påpekas att sericitiseringen är mycket kraftig i nr 265, varför den höga plagioklashalten i detta prov möjligen kan inrymma en del kalifältspat.

Av glimmermineralen uppträder biotit som väsentligt mineral i samtliga prov. Kloritomvandling förekommer, men är på det hela taget relativt måttlig. Beträffande biotiten i nr 265 kan noteras att denna ofta innehåller ett nätverk av tunna rutilnålar (fig. 32). Vidare kan påpekas att den höga muskovithalten i nr 46 hänför sig till omvandlad cordierit. Förutom nu nämnda mineral förekommer dessutom malm, apatit, zirkon, ti-

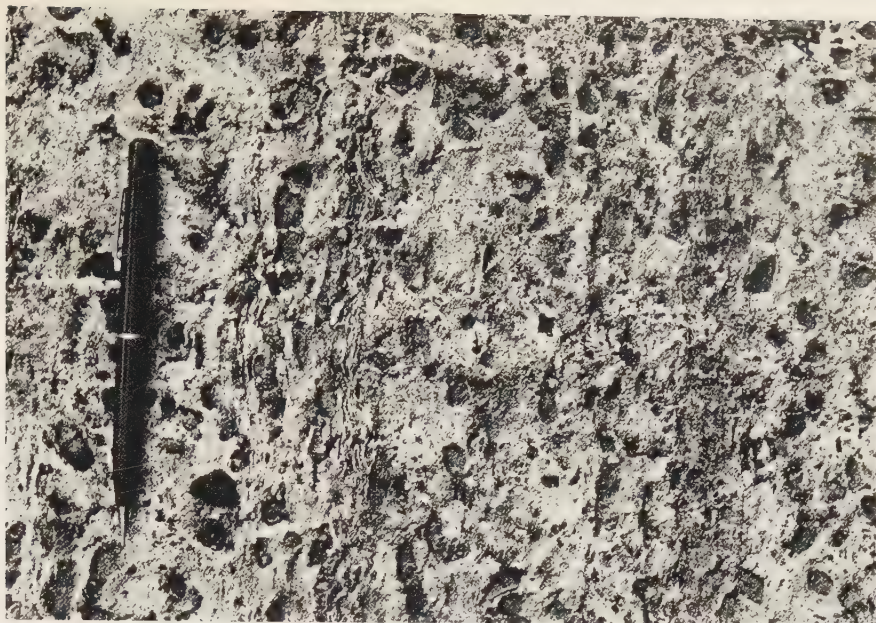


Fig. 29. Glimmerskiffer med spridda andalusitporfyroblaster.
750 m NO om Byggmästartorp (5e). Foto H. Wikman 1971.
Mica-schist with scattered porphyroblasts of andalusite.

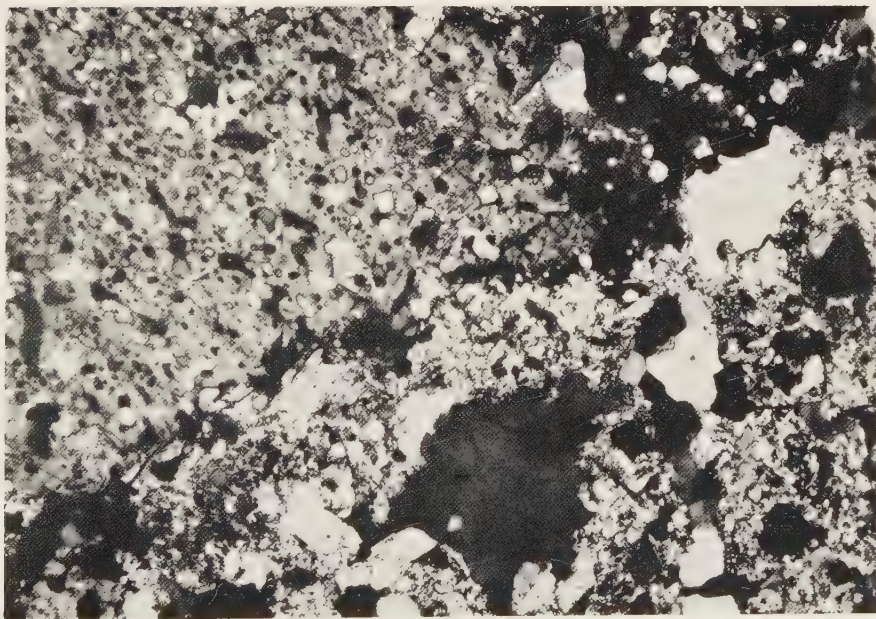


Fig. 30. Kontakt mellan omvandlad och frisk cordierit.
850 m O om Skogalund (5d). 2 nic., 32 x.
Foto H. Wikman 1972.
Contact between altered and fresh cordierite.

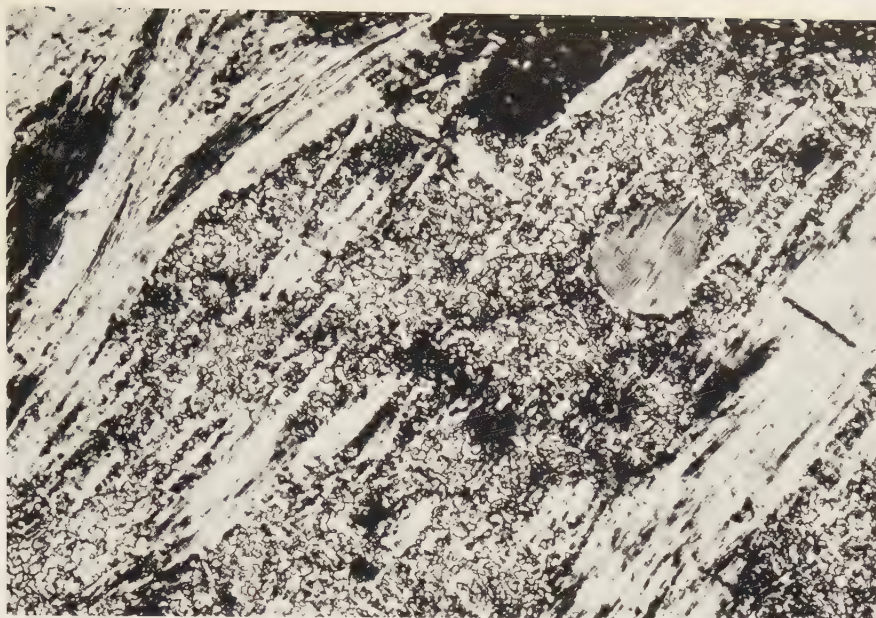


Fig. 31. Sillimanit sätter igenom omvandlad cordierit i glimmerskiffer. 200 m V om Solberga (5e). 2 nic., 80 x.
Foto H. Wikman 1972.
Sillimanite penetrating altered cordierite in mica-schist.

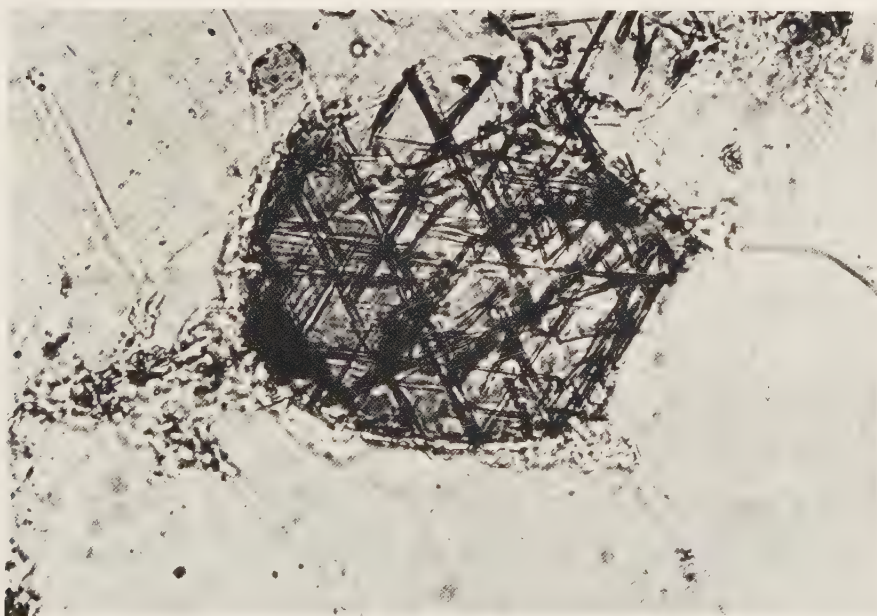


Fig. 32. Biotit med nätverk av rutil i glimmerskiffer. 1500 m VSV om Götavi (5d). 2 nic., 500 x.
Foto H. Wikman 1972.
Biotite with a network of rutile in mica-schist.

tanit, turmalin, rutil, prehnit och kalcit. Av dessa accessorier uppträder endast malm, i huvudsak som svavelkis, i någon större mängd.

Som framgått ovan kan glimmerskifferarna tolkas som lerrika sediment, vilka sannolikt avsatts i en lugn sedimentationsmiljö. Att döma av de presenterade analyserna har glimmerskifferarnas material varit både väl vittrat och kanske också delvis långtransporterat.

Underordnat uppträder inom glimmerskifferetagen lager eller partier av plagioklasrika, delvis relativt massiva, leptitiska bergarter. Ibland innehåller de betydande mängder av kvarts och kan då lämpligen betecknas som plagioklaskvartsiter. Inlagringarna har oftast ringa mäktigheter, vilka sällan överstiger några få meter. Vidare är lagren nästan aldrig sammanhängande utan avslitna, boudinerade eller veckade. Analys av ett par fältspatrika bergarter finns återgivna i tab. 22 och 23. Både till utseende, textur och mineralinnehåll påminner dessa bergarter om de skiktade leptiterna inom den bandade leptitetagen.

Här och var förekommer även helt tunna, oftast avslitna lager av kraftigt epidot- och zoisitförande, finkorniga bergarter. De är vanligen fin-skiktade, varvid epidotrika skikt omväxlar med sådana som helt saknar detta mineral. Vissa skikt innehåller minst 50 % epidot och zoisit, var till kommer biotit samt obetydligt med kvarts, fältspat och accessorier. Dessa lager utgör sannolikt ursprungligen kalkskiktade sediment.

12 METAMORFOSEN INOM RINKABYOMRÅDET

I följande avsnitt kommer helt kort att sammanfattas de strukturella och mineralparagenetiska kännetecknen, som tillsammans ger en bild av metamorfosen inom Rinkabyområdet. Som framgått ovan utgör flertalet suprakrustalbergarter finkorniga, relativt måttligt förskiffrade eller stängliga bergarter. Kornstorleken är således genomgående låg, och vissa, ofta skiktade bergarter i anslutning till den mäktiga marmorhorisonten kan betecknas som hälleflinta. Inom den södra och sydvästra delen av Rinkabyområdet, där serorogena granitmassiv uppträder, har metamorfosen gått längre. Således förekommer inom skifferetagen en del mera gnejsomvandlade led med grövre kornstorlek. I vissa fall finns dock även här finkorniga bergarter i direkt kontakt med granit. Pegmatitgångar tycks överhuvud taget ej haft någon större effekt på suprakrustalbergarternas

kornstorlek. I väster och nordväst ökar litisk omvandlingsgraden vid övergången till Dylta-Ervallaområdet.

Trots att den strukturella metamorfosen varit jämförelsevis ringa, har dock rekristallisationen inneburit att flertalet primärt sedimentära och vulkaniska strukturer gått förlorade eller suddats ut. För de vulkaniska bergarterna kvarstår i huvudsak porfyrisk strukturer samt primära skillnader i kornstorlek. Även flertalet fragmentstrukturer är fortfarande tydliga. Ömtåligare strukturer har dock helt utplånats (jfr ex. Sundius 1923).

För de sedimentära bergarterna kvarstår i huvudsak primära kornstorlekskillnader, liksom vissa strukturer såsom slumpingstrukturer och kors-siktning (jfr Gorbatshev 1969, s. 513). De strukturer, som tolkats som graded bedding är dock, såsom tidigare angivits tvetydiga. Kornstorleksväxlingarna kan i dessa fall eventuellt vara resultat av metamorfos och inte återspegla primära skillnader.

Den strukturella metamorfosen har sannolikt haft sin huvudutbildning i samband med veckningen av suprakrustalkomplexet och vid den följande synorogena intrusionsfasen. Den metamorfos som drabbade komplexet under det serorogena skedet av den svekofenniska utvecklingen har emellertid tillskärpt eller utplånat de strukturer, som bildades under det första skedet.

Samma förhållande torde även gälla för de mineralparageneser, som nu kan studeras inom Rinkabyområdet. De flesta har sannolikt fått sin slutliga utbildning under det serorogena skedet och i samband med en viss retrograd metamorfos. Kloritomvandlingar är förmodligen i åtskilliga fall tecken på sistnämnda metamorfostyp. Huruvida epidot är resultatet av progressiv eller retrograd metamorfos är svårt att avgöra. Förekomsten av epidot i leptitlager inom glimmerskifferetagen, vilken oftast uppvisar mineral tillhörande amfibolitfacies, tyder eventuellt på retrograd metamorfos.

Särskilt inom aluminiumrika bergarter tycker man sig spåra den primära, synorogena metamorfosen. Under denna fas bildades sannolikt bl.a. cordierit, som sedan vid det intraorogena skedet utsattes för omvandling. I samband med den serorogena fasen har cordierit, liksom framförallt andalusit, nybildats. Inom sedimentled som står i nära kontakt med eller omslutes av serorogena granitmassiv har temperaturmaxima utbildats, varvid sillimanit bildats. Sillimanit är annars relativt sällsynt och före-

kommer endast mycket sporadiskt i glimmerrika suprakrustalled.

Paragenesen inom urkalkstensstråken uppvisar bl.a. kalcit, dolomit och tremolit vilket pekar på epidot-amfibolitfacies. Möjligen återspeglar denna paragenes det synorogena metamorfosstadiet, till skillnad från de aluminiumrika sedimenten där metamorfosen gått längre. Uppträdandet av cummingtonit tillsammans med hornblände i vissa metabasiter antyder också ett relativt högt läge inom amfibolitfacies. Sammanfattningsvis kan konstateras att den metamorfa omvandlingen varit kraftigast inom södra och sydvästra delarna av Rinkabyområdet, och att den till största delen fått sin slutliga utbildning under det serorogena skedet av den svekofenniska utvecklingen. Här bör anmärkas att metamorfosen sannolikt inte inneburit några större kemiska förändringar av bergarternas ursprungliga sammansättningar. Metasomatiska omvandlingar torde endast uppträda underordnat och helt lokalt (jfr s. 40). Det är först när man kommer in i de ådergnejs- och migmatitomvandlade suprakrustalleden utanför Rinkabyområdet som några större ändringar i ursprunglig kemi kan förväntas.

13 SAMMANFATTNING

Rinkabyområdets suprakrustalkomplex har tack vare sin förhållandevis enkla struktur och relativt måttliga metamorfos kunnat stratigrafiskt indelas i den lagerföljd, som finns återgiven på sid. 30. De viktigaste beläggna här för återfinns i de fragmentzoner, som uppträder inom främst natronleptitetagen. Förekomstsätt och fragmenttyper pekar nämligen mot ovan angivna stratigrafi. Vidare tyder uppträdande och förekomstsätt av urkalksten i borrhärdar från den bandade leptitetagen på en bestämd lagerföljd. Även en del fragmentstrukturer inom nyssnämnda etage pekar i samma riktning. Slutligen tyder den stora likheten med förhållandena inom Grythyttedeltet på att den presenterade stratigrafien är den riktiga.

Vad beträffar den tektoniska modell som presenteras i fig. 9 och som delvis utgör bas för den stratigrafiska indelningen, så är två veckningsfaser belagda genom strukturobservationer samt genom "fragmentstrukturer" uppkomna vid den sekundära veckningen. Däremot är veckningarnas fastläggande i tiden mera osäker. Särskilt gäller detta den sekundära tvärveckningen.

Som framgår av det stratigrafiska schemat stämmer Rinkabyområdets lagerföljd i stora drag väl överens med vedertagen suprakrustalstratigrafi inom den västra delen av Mellansveriges svekofenniska berggrund (jfr sammanfattningar i Magnusson 1962, Magnusson-Lundqvist-Regnéll 1963 och Geijer 1963). Avvikelserna från litologin inom Grythyttfältet (Sundius 1923), som är det bäst bevarade av suprakrustalområdena, är således ganska små om man ser till stratigrafin i stort. Båda komplexen kan indelas i två avdelningar, av vilka den undre i sin tur kan delas upp i natronleptiter och kalileptiter. Dessa två i huvudsak vulkaniska etager avslutas uppåt av en karbonatstenszon, som är bäst utvecklad inom Rinkabykomplexet. Övre avdelningen är något olikartad inom de stratigrafiskt lägsta delarna, men företer i övrigt inga större variationer, om man bortser från det s.k. Älvestorpskonglomeratet som endast observerats inom Grythyttfältet.

De största olikheterna mellan de båda lagerserierna återfinns inom den undre avdelningen. Rinkabykomplexet saknar således ett flertal marmorhorisonter samt järnmalm, men har i gengäld relativt gott om epiklastiska sediment i form av glimmerskiffer, kvartsit och konglomerat. Skillnaderna berör som synes i första hand sediment av epiklastisk och/eller kemisk natur, vilket är helt logiskt om man ser till det sätt varpå suprakrustalkomplexets undre avdelning bildats. Huvuddelen utgörs nämligen av mäktiga vulkaniter, vilka sannolikt till största delen avsatts på en landyta med lokala sedimentationsbäcken. Härvid är det helt naturligt att de största olikheterna kommit att beröra de sedimentära bildningarna. Vulkanismen, som sannolikt varit mycket intensiv och utbredd, har givit upphov till likartade bildningar inom skilda områden. Däremot kan variationer i exempelvis avsättningen av kemiska sediment ha varit betydande.

Redan i samband med avsättningen av den urkalksten som överlagrar kalileptiterna tycks dock avsättningsbetingelserna ha ändrats inom båda områdena. Detta torde sannolikt bero på en insjunkning av suprakrustalkomplexen, varefter avsättningen, i varje fall inom Rinkabyområdet, i stort sett ägt rum i vatten. Vissa tecken, såsom stromatolitstrukturer i urkalksten (Gorbatshev 1969, s. 485) samt uppträdandet av turmalin i olika typer av sediment tyder på submarin miljö. Havet trängde härvid antagligen in från söder eller sydväst, vilket för Rinkabyområdets del antydes av att det södra urkalkstensstråket är mäktigare än det norra. Mäktigare leptitinlagringar inom det norra urkalkstensstråket pekar också på närliggande land i norr. Den jämförelsevis ringa avsättningen av urkalksten

inom Grythyttfältet tyder också på att insjunkningen drabbat detta område senare.

Den övre avdelningens bottenzon är något olika utbildad inom de båda diskuterade områdena. Inom Grythyttfältet vidtager en lagerserie med finskiktade, skifferartade hälleflintor, som uppvisar en erosionsgräns gentemot överlagrande gråvackor. Rinkabykomplexet uppvisar finskiktade leptiter och hälleflintor men inga gråvackor. Ej heller har någon erosionsgräns iakttagits.

Förekomsten av en erosionsgräns inom Grythyttfältet är naturlig om man betänker, att detta område kan ha varit betydligt mera kuperat än Rinkabyområdet, måhända till följd av tektoniska förhållanden. Under vissa tider kan därför erosion ha satt in, varefter genom vittring och nedbrytning av ett föga konsoliderat material bildats gråvackor vid en förnyad sedimentation. Observera särskilt att gråvackorna inom Grythyttfältet inte bildar någon enhetlig horisont (Sundius 1923, s. 13). Där de saknas överlagras de finskiktade hälleflintorna, precis som inom Rinkabyområdet, av skiffer. Inom sistnämnda område, där avsättningen ägt rum i vatten, har inte funnits möjlighet till någon erosion och således ej heller bildats några grövre sediment av gråvacketyyp.

Av mycket stort intresse är uppträdandet av metadaciter inom de övre delarna av Rinkabykomplexets bandade etage. Motsvarighet härtill saknas inom Grythyttfältet, där metadaciter uppträder endast inom den undre avdelningen. Vänder man blickarna mot öster uppträder emellertid likartade basiska ytbergarter bl.a. inom det av Geijer undersökta Norbergsområdet. Även inom ett flertal andra områden uppträder basiska metavulkaniter i början av den sedimentbetonade övre avdelningen (jfr ex. Hjelmqvist 1937, 1938, 1946, 1953, Geijer-Magnusson 1944, Beyer 1954 och Lundegårdh 1954, 1956 och 1959). Flerstädes uppträder även högre upp i lagerserien rikligt med basiska metavulkaniter inom de östra delarna av den svekofenniska regionen (jfr Stålhös 1962, 1969, 1972). Rinkabykomplexet uppvisar däremot inga tecken på basisk vulkanism inom motsvarande stratigrafiska nivåer. Likaså anknyter Rinkabykomplexets sedimentbergarter till Grythyttserien och visar inga likheter med förhållandena österut. Sediment av Larsbo-Mälartyp saknas således helt.

I en undersökning från Norbergstrakten anser Geijer (1967) att starka skäl föreligger att tro att det bildats två helt skilda sedimentserier under utvecklingen av det svekofenniska suprakrustalkomplexet. De båda

sedimentserierna har enligt Geijer utbildats ungefär samtidigt utan någon längre tidsförskjutning dem emellan. Andra forskare, bl.a. Magnusson (1962) anser emellertid att den östliga sedimentserien utbildats senare än den västra. Geijer presenterar även en gräns mellan det västra och det östra området, vilken löper från trakten öster om Ludvika i sydvästlig riktning till strax öster om Guldsmidshyttan. Gränsens fortsättning söderut anges inte. Sundius (1970) förlägger gränsen något längre mot väster samt ger densamma ett sydostligt förlopp längre söderut i riktning mot Rinkaby-Glanshammarområdet. Som orsak till utbildningen av en markerad topografisk gräns anges urgranitmagnans uppåträngande och dess vulkanism.

Som framgått ovan uppvisar Rinkabyområdets suprakrustalkomplex mycket stora likheter med förhållandena inom Grythyttfältet, varför ovannämnda gränslinje bör dragas nordost om Rinkabyområdet. Inslag av metabasiter inom den bandade leptitetagen tyder emellertid på inslag av den vulkanism, som är så utbredd öster om gränslinjen. Detta skulle kunna tyda på att den topografiska gränslinjen ej hunnit tillskäras inom Rinkaby-Glanshammarområdet under de första stadierna av den sedimentära avdelningens tillkomst. Påpekas bör också att urgraniter uppträder i huvudsak norr och öster om Rinkabyområdet, vilket är av stor vikt eftersom dessa inte bara kan tänkas ha orsakat förändringen i topografi utan även varit upphov till den basiska vulkanismen (jfr Sundius 1970, s. 493).

Sammanfattningsvis kan sägas att Rinkabykomplexets undre avdelning uppvisar likartad stratigrafi som det stora flertalet undersökta områden i Mellansverige. Den övre avdelningen följer sedan i stort sett utvecklingstrenden inom den västra delen av regionen (Grythyttserien). Inslag av basisk vulkanism inom avdelningens bottenpartier tyder emellertid på att den topografiska gränszonen varit mera markerad och tidigare utbildad i norr.

Så småningom sammanveckades suprakrustalkomplexet isoklinalt och vi fick brantställda lager av suprakrustalbergarter. Dessa utsattes sedan för ytterligare en veckningsfas, med ett tryck som var vinkelrätt riktat mot det första trycket. Härvid fick suprakrustalkomplexet den huvudsakliga utformning som nu kan studeras inom Rinkabyområdet.

Författaren har haft förmånen att till största delen kunna utföra föreliggande arbete inom ramen för SGU:s kartering inom Örebroområdet och härför vill jag varmt tacka Docent P. H. Lundegårdh. Jag vill även tacka Docent Lundegårdh för råd och inspirerande diskussioner under arbetets gång, för kritisk genomläsning av manuskriptet och för hjälp rörande frågor av teknisk art, varvid särskilt skall framhållas tryckningen av berggrundskartan, som bekostats av SGU.

Jag vill även rikta ett varmt tack till min lärare Professor Sven Hjelmqvist för uppmuntran och hjälp under arbetets utförande. Vidare vill jag tacka kamrater och kolleger vid Geologiska Institutionen i Lund och SGU för inspirerande diskussioner och meningsutbyten.

Ett särskilt tack riktas även till kartograf Margot Ekman för renritning av diagram och figurer samt till fröken Mare Sergo för utskriften av manuskriptet.

SUMMARY

The main purpose of this paper is to study the structure, stratigraphy and petrology of well-preserved early Svecofennian supracrustal rocks in the south-eastern part of the map quadrangle Örebro NW (Fig. 1: Rinkaby region). Furthermore this complex will be compared to other central Swedish areas of Svecofennian supracrustal rocks which, in most cases, have a rather uniform and uncomplicated stratigraphy. Two formations can be distinguished, viz. a lower one consisting mainly of acid volcanics with intercalated carbonate rocks and iron ores, and an upper one composed of different kinds of epiclastic sediments. The acid volcanics have recrystallized to so-called leptites¹. They are subdivided into lower sodic and upper potassic leptites.

The lithology of the upper sedimentary formation most frequently changes from one area to another. Starting in the west we meet with the Grythyttte series (Sundius 1923) consisting mainly of greywackes together with black and grey slates or schists. The youngest member of the stratigraphic column is the Älvestorp conglomerate, which rests discordantly on the older supracrustal rocks. Turning eastwards the sedimentary rocks are known as the Larsbo-Mälar series (Hjelmqvist 1938 and Magnusson 1936) and are dominated by sub-greywackes and sandy sediments with argillaceous intercalations. Rather basic volcanics occur, but are subordinate.

To get an idea of the structure and stratigraphy of the Rinkaby region a tectonic model of the folding has been constructed. According to this model (Fig. 9) the supracrustals have become originally strongly compressed in an east-westerly direction. Hereby was formed an isoclinal-folded syncline, which was slightly overturned to the west. The syncline was then, during a second phase of the tectonization, compressed in a north-southerly direction resulting in a cross-folded structure. (Compare Lundegårdh 1967.) In the southern part of the Rinkaby region the primary folding is still discernable, whereas the northern part has been impressed by the cross-folding which is here in part isoclinal. The fold-axes in this part of the region plunge about 60° to the east. Simultaneously with the primary folding there has been folding on a smaller scale, which coincides with the main folding.

1 A dense variety of leptite has been known as hälleflinta.

Faults running NW-SE are common features in the Rinkaby region and are sometimes visible as quartz-breccias. The horizontal dislocations are often very large, whereas the sizes of possible vertical movements cannot be determined.

Using the presented tectonic model as a base, the following stratigraphic column has been outlined for the Rinkaby supracrustal complex.

Upper section	Mica-schist stage:	Andalusite-mica-schist with meta-arenitic layers. Black schist.
	Banded leptite stage:	Banded basic leptites (meta-volcanics). Banded acid leptites.
Lower section	Crystalline limestone and dolomite stage:	Crystalline limestone and dolomite (marble) with layers of hälleflinta and leptite. Banded leptites and hybride rocks associated with marble.
	Potassic leptite stage:	Porphyritic potassic leptites with isolated layers of meta-sediments and metabasites.
	Sodic leptite stage:	Porphyritic sodic leptites with intercalations of quartzite, mica-schist, agglomerate, conglomerate and metabasites, mostly in the upper part of the stage.

The individual parts of the stratigraphic column have variable thickness. The whole column measures more than 4 km across.

The sodic leptite stage is to a large extent built up of porphyritic, often fragment-bearing leptites, the mineral and chemical compositions of which are shown in tables 1 and 2. These leptites contain phenocrysts

of quartz and plagioclase, but never of microcline. The latter mineral occurs in the groundmass, but the predominant feldspar is albite or oligoclase. The alkali proportions of the sodic leptytes are given in diagrams 1 - 3.

Apart from small fragments the sodic leptytes are fairly homogeneous and lack distinct stratification except on a large scale. The leptytes often show transitions to agglomerates and mica-rich rocks.

Most of the sodic leptytes are pyroclasts or somewhat redeposited volcanics admixed with weathered or decomposed material. True epiclastic sediments occur in the upper part of the stage. The sediments comprise thin mica-schist beds, quartzites and conglomerates (tables 4 - 9). The last-mentioned rocks can be divided into two zones and are often mixed up with agglomeratic rocks. The quartzite layers are often quite thin, but along the boundary to the next stage occurs a bed measuring about 50 m across.

The potassic leptyte stage is dominated throughout by porphyritic leptytes, the mineral and chemical compositions of which are shown in tables 10 and 11. The alkali proportions of these leptytes will be found in diagrams 1 and 2, whereas the chemical composition expressed in Niggli values is given in diagram 3. The diagrams evidence the strong potassic character of the leptytes as compared to the leptytes of the lower stage. A weak correlation in chemical composition between the sodic and potassic leptytes can be traced in diagram 3, which may indicate that the rocks in question are products of a differentiated magma.

The potassic leptytes are fairly homogeneous and lack distinct layering or stratification. They are often very rich in phenocrysts and are supposed to be pyroclasts with a very restricted admixture of weathered material. True rhyolitic lavas may be included in the stage. Alkali-intermediate and sodic leptytes are rare, actually occurring only at a few places (tables 12 - 13).

Contrary to the lowest stage, basic intercalations are comparatively rare in the potassic leptyte stage. The metabasites are supposed to be originally basic supracrustals or to a lesser extent intraorogenic basic dikes (tables 14 - 15).

The crystalline limestone and dolomite stage is made up of rather pure dolomite marble, with intercalations of hälleflinta which may be inter-

preted as metavolcanics or cherts. In the outer parts of the marble zone occur hybride-rocks which have originally been deposited as carbonate-banded sediments (table 16).

The next stage consists of leptites part of which show distinct lamination. This structure is probably sedimentary, and graded bedding occurs occasionally. Even preconsolidation structures have been noted. As can be seen from tables 17 - 21 and diagrams 4 - 5, the banded leptites are mostly alkali-intermediate but sodic leptites also occur. The last-mentioned leptites are often more homogeneous and thick-banded than the other varieties. Especially in the upper part of the stage occur basic metadacitic leptites.

The banded leptites are probably sedimentary rocks with a pronounced volcanic character. Some layers may be classed as tuffs, others are no doubt redeposited and may be called tuffites.

The last stage can be divided into black schist which occupies the lower part of the column, and mica-schist which makes up the rest (tables 22 - 23). The black schist often contains considerable amounts of garnet and small "balls" of quartz. The latter are probably the result of boudinage of chert layers. In the lower zone of the black schist basic parts occur which contain much cummingtonite.

The mica-schist has most frequently been strongly metamorphosed and shows only relics of the original bedding. Porphyroblasts of andalusite are very common, whereas cordierite and sillimanite occur only occasionally. The sillimanite seems to have developed in connection with the serorogenic granite intrusions, which is probably also the case of the other metamorphic minerals. Only to a certain degree they may be related to the synorogenic granite intrusions. The metamorphic mineral facies is most frequently amphibolite, but now and then epidote-amphibolite facies has been observed.

When comparing the lower part of the Rinkaby complex with other supracrustal areas in central Sweden, especially the well-preserved Grythytte field, we find a good correspondance regarding the principal features. Minor differences exist but may be neglected. The sedimentary upper part coincides with the Grythytte rocks and therefore the Rinkaby complex can be said to belong to the western facies of the Svecofennian supracrustal rock complex of Sweden.

LITTERATURFÖRTECKNING

Förkortningar

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU = Sveriges geologiska undersökning

- ANDERSSON, C.A., 1968: Metamorphosed Precambrian silicic rocks in Central Arizona. Geol. Soc. Amer. Studies in volcanology. Mem. 116, 9-44.
- BAILEY, E.B. and Mc CALLIEN, W. J., 1937: The metamorphic rocks of northeast Antrim. Trans. R. Soc. Edinb. 58, 163-177.
- BAILEY, E.H. and STEWART, R.C., 1960: Selective staining of K-feldspar. Am. Mineral. 45, 1017-1025.
- BATTEY, M.H., 1955: Alkali metasomatism and the petrology of some keratophyres. Geol. Magazine 92, 104-126.
- BEYER, M., 1954: Berggrunden inom leptitområdet mellan Harg och Hargshamn i Norra Uppland. GFF 76, 183-214.
- BLOMBERG, A. och HOLM, G., 1902: Geologisk beskrifning öfver Nerike och Karlskoga bergslag samt Fellingsbro härad. SGU, Ca 2.
- BLYTH, F.G.H., 1940: The nomenclature of pyroclastic deposits. Bull. Volcanol. 6, 145-156.
- BURCKHARDT, C.E., 1943: Zur Bestimmung der gesteinsbildenden Glimmer. Schweizer. Mineral. und Petrograph. Mitteilungen 23, 467-474.
- BURRI, C., 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Basel und Stuttgart.
- BÄCKSTRÖM, H., 1897: Vestanåfältet. SGU, C 168.
- CHAYES, F., 1956: Petrographic modal analysis. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J., 1961: Rock Forming Minerals, vol. 1. Longmans, London.
- 1967: Rock Forming Minerals, vol. 4. Longmans, London.
- DUNBAR, G.J. and Mc CALL, G.J.H., 1971: Archean turbidites and banded ironstones of W. Australia. Sediment. Geol. 5, 93-133.
- ESKOLA, P., 1950: Paragenesis of Cumingtonite and Hornblende from Muuruvesi, Finland. Am. Mineral. 35, 728-734.
- FENNER, C.N., 1936: Bore-hole investigation in Yellowstone Park. Journ. Geol. 44:2, 225-315.

- GEIJER, P., 1917: Falutraktens berggrund och malmfyndigheter. SGU, 275.
- 1923: Riddarhytte malmfält. Geologisk beskrivning. Kgl. Kommerskollegium. Beskrivningar över mineralfyndigheter Nr 1, 3-138.
 - 1936: Norbergs berggrund och malmfyndigheter. SGU, Ca 24.
 - 1944: Omfattningen av termen leptit. GFF 66, 733-745.
 - 1963: The Precambrian of Sweden. In The Precambrian, vol. 1. K. Rankama ed. Interscience.
 - 1967: The Precambrian quartzite in the Norberg district, Central Sweden and its iron-sand bed. With some aspects of the evolution of the Fennoscandian supracrustals in Central Sweden. SGU, C 619.
- GEIJER, P. och MAGNUSSON, N.H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. SGU, Ca 35.
- GFF, 1908: Om en ändring af nomenklaturen för våra granuliter eller hälleflintgneiser. Diskussion i Geologiska Föreningen 5 mars 1908. GFF 30, 205-220.
- GORBATSCHEV, R., 1969: A study of Svecofennian supracrustal rocks in Central Sweden: lithological association, stratigraphy, and petrology in the northeastern part of the Mälaren-Hjälmaren basin. GFF 91, 478-535.
- 1972: Beskrivning till berggrundsbladet Örebro NO. SGU, Af 103.
- GUMÆLIUS, O., 1873: Beskrivning till kartbladet Örebro. SGU, Aa 48.
- HEDSTRÖM, H., 1908: Om Sveriges naturliga byggnads- och ornamentstenar. SGU, C 209.
- HENRIQUES, Å., 1964: Geology and ores of the Ämneberg district (Zinkgruvan), Sweden. Arkiv f. Mineral. Geol. KVA Stockholm. 4, Nr 1 (1966).
- HJELMQVIST, S., 1937 a: Über Prehnit als Neubildung in Biotit-Chlorit. GFF 59, 234-236.
- 1937 b: Beskrivning till kartbladet Smedjebacken, berggrundsdel. SGU, Aa 181.
 - 1938: Über Sedimentgesteine in der Leptitformation Mittelschwedens. Die sogenannte "Larsboserie". SGU, C 413.
 - 1946: Beskrivning till kartbladet Avesta. Berggrunden. SGU, Aa 188.
 - 1953: Beskrivning till kartbladet Säter. Berggrunden. SGU, Aa 194.
 - 1956: On the occurrence of ignimbrite in the Pre-cambrian. SGU, C 542.
 - 1961: Ignimbritbegreppet. GFF 83, 198-203.
- HOPPE, G., 1962: Petrogenetisch auswertbare morphologische Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen. N. Jahrb. Miner. Abh. 98, 35-50.

- HUMMEL, D., 1875: Om Sveriges lagrade urberg jämförda med sydvestra Europas. SGU (Aftryck ur Bihang till Kungliga Svenska Vet-Akad. Handlingar).
- KRUMBEIN, W.C. and SLOSS, L.L., 1958: Stratigraphy and Sedimentation. Freeman & Co., San Francisco.
- LINDROTH, G.T., 1916: Geologiska och petrografiska studier inom den järnmalmsförande formationen omkring Ramhäll. SGU, C 266.
- LIPMAN, P.W., 1965: Chemical composition of glassy and crystalline volcanic rocks. U.S. Geol. Survey Bull. 1201 D, 104-126.
- LUNDEGÅRDH, P.H., 1954: Beskrivning till kartbladet Västerås. Berggrunden. SGU, Aa 196.
- 1956 a: Beskrivning till kartbladet Uppsala. Berggrunden. SGU, Aa 199.
 - 1956 b: Petrology of the Uppsala region, Eastern Sweden. SGU, C 544.
 - 1959: Beskrivning till kartbladet Eskilstuna. Berggrunden. SGU, Aa 200.
 - 1960: On the development of gneisses and granites in the Eskilstuna region to the West of Stockholm. GFF 82, 1-27.
 - 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. SGU, Ba 22.
 - 1971: Nyttosten i Sverige. Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- LUNDQVIST, T., 1962: Det svekofenniska suprakrustalstråket mellan Ljusterö och Rödöga i Stockholms norra skärgård. SGU, C 585.
- MAGNUSSON, N.H., 1925: Persbergs malmtrakt. Berggrunden inom de centrala delarna av Filipstads bergslag. Persbergs malmtrakts malmfyndigheter. Kgl. Kommerskollegium. Beskrivningar över mineralfyndigheter Nr 2.
- 1936: Berggrunden inom Kantorps malmtrakt. SGU, C 401.
 - 1940: Ljusnarsbergs malmtrakt. SGU, Ca 30.
- MAGNUSSON - LUNDQVIST - REGNÉLL, 1963: Sveriges Geologi. Norstedts, Stockholm.
- MAHMO, V. and MIKKOLA, A., 1951: On the Sulphides of the Sulphide-bearing Schists of Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande 156.
- MÖLLER, Å., ENGQVIST, P., MÜLLERN, C.F. och BENGTTSSON, P., 1971 a: Beskrivning till hydrogeologiska kartbladet Örebro SV. SGU, Ag 1.
- 1971 b: Beskrivning till hydrogeologiska kartbladet Örebro NV. SGU, Ag 3.
- PETTIJOHN, F.J., 1957: Sedimentary Rocks. 2nd ed. Harper & Row, New York.

- RAMSAY, J.G., 1956: Superimposed folding at Loch Monar, Invernesshire and Rosshire. *Quart. J. Geol. Soc. London* 113, 271-307.
- RITTMAN, A., 1952: Nomenclature of Volcanic Rocks. *Bull. Volcanol.* 12, 75-102.
- ROSS, C.S. and SMITH, R.L., 1961: Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 366.
- RUBEY, W.W., 1930: Lithologic studies of fine-grained Upper Cretaceous sedimentary rocks of the Black Hills region. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 165-A, 1-54.
- SANTESSON, H., 1877: Kemiska bergartsanalyser. 1 Gneis, Hälleflintgneis (Eurit) och Hälleflinta. SGU, C 17.
- SEITSAARI, J., 1952: The Schist Belt Northeast of Tampere in Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 153.
- 1952: On association of Cumingtonite and Hornblende. *Geologica-Geographica*, 30.
- SIMONEN, A., 1953: Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, Early Archean supracrustal rocks in south-eastern Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 160.
- 1960: Pre-Quaternary rocks in Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 191.
- SIMONS, F.S., 1962: Devitrification dikes and giant spherulites from Klondyke, Arizona. *Am. Mineral.* 47, 871-885.
- SITTER, L.U. de, 1956: Structural Geology. Mc Graw-Hill, New York.
- STENHANDBOKEN, 1968: En handbok för arkitekter och byggnadstekniker. Utgiven av institutionen för Materialbehandling med Formlära vid Kungliga Tekniska Högskolan och Sveriges Stenindustri Förbund. 2 uppl. Bröd. Lagerström AB, Stockholm.
- STRECKEISEN, A.L., 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 144-240.
- STÅLHÖS, G., 1962: Nya synpunkter på Södermanlandsgnejsernas geologi med särskild hänsyn till Stockholmstrakten. SGU, C 587.
- 1969: Beskrivning till Stockholmstraktens berggrund. SGU, Ba 24.
- 1972: Beskrivning till berggrundskartbladen Uppsala SV och SO. SGU, Af 105-106.
- SUNDIUS, N., 1923: Grythyttfältets geologi. SGU, C 312.
- 1947: Femisk leptit och slirgnejs. SGU, C 488.
- 1970: Topografien och den geologiska utvecklingen inom området Bergslagen - Stockholms södra skärgård under arkaisk och bottnisk tid. GFF 92, 491-495.

- TERZAGHI, R.D., 1948: Potash-rich rocks of Esterel, France. *Am. Mineral.* 33, 18-30.
- TRÖGER, W.E., 1959: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale: Teil 1. Bestimmungstabellen. 3. Aufl. Stuttgart.
- 1967: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2. Textband. Stuttgart.
- TWENHOFEL, W.H., 1939: Environments of origin of black shales. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 23, 1178-1198.
- TÖRNEBOHM, A.E., 1881: Beskrifning till blad n:o 5 af Geologisk Översigtskarta öfver Mellersta Sveriges bergslag. Stockholm.
- WAHL, W., 1947: A Composite Lava Flow from Lounatkorkia, Hogland. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 140, 287-302.
- WALKER, G.P.L., 1966: Acid volcanic rocks in Iceland. *Bull. Volcanol.* 29.
- WINKLER, H.G.F., 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag. Berlin. Heidelberg. New York.

